



Aspetos cartográficos, estruturais e metamórficos da Faixa Metamórfica Porto-Viseu: transversal na região entre a foz do rio Sousa e a barragem de Crestuma- Lever

Priscila Manuela Antunes Ferreira

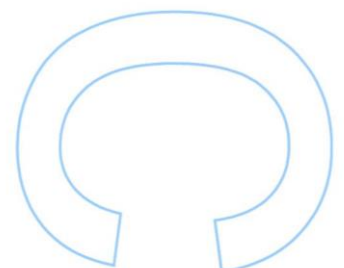
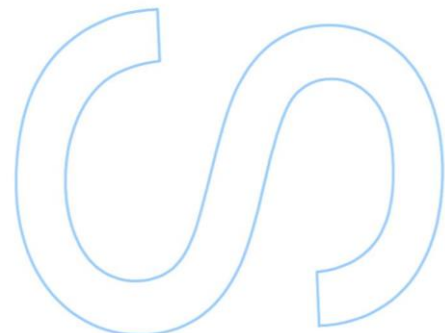
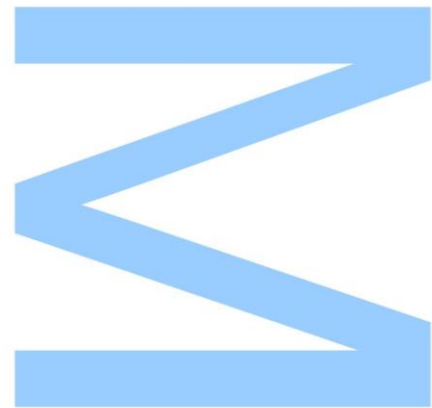
Mestrado em Geomateriais e Recursos Geológicos
Departamento de Geociências, Ambiente e Ordenamento do Território
2013

Orientador

Maria dos Anjos Marques Ribeiro, Professor Associado,
Faculdade de Ciências da Universidade do Porto

Coorientador

José Feliciano da Silva Rodrigues, Professor Auxiliar,
Faculdade de Engenharia da Universidade do Porto





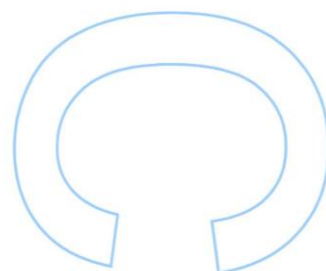
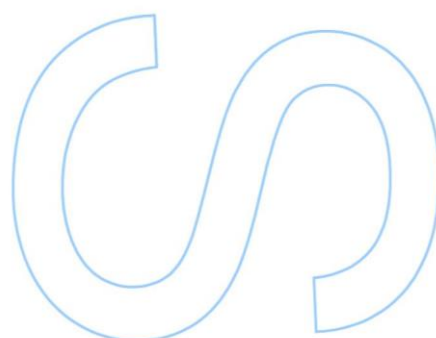
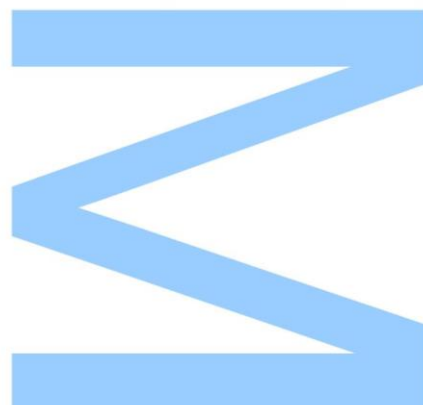
universidade de aveiro



Todas as correções determinadas pelo júri, e só essas, foram efetuadas.

O Presidente do Júri,

Porto, ____/____/____



Aos meus pais, José e Fátima

Agradecimentos

Antes de mais, devo começar por agradecer à minha família, pais e irmãos, pelo apoio, palavras de incentivo e pela generosidade que sempre demonstraram, procurando sempre ajudar-me em tudo o que estava ao seu alcance. Aos meus pais em particular, devo agradecer a confiança que depositaram em mim e a liberdade que sempre me deram e que me permitiu tomar o meu próprio caminho, apoiando-me sempre. Que vejam neste trabalho e na conclusão desta etapa da minha vida como um reconhecimento pelos muitos dos sacrifícios que fizeram em prol de mim.

Também devo um agradecimento aos meus orientadores, por distintos motivos. À Dr.^a Maria dos Anjos Ribeiro agradeço o fato de me ter acolhido como orientanda, apesar dos seus muitos afazeres. Agradeço-lhe a sua generosidade, paciência e dedicação, demonstrados pela disponibilidade em ajudar-me nos mais diversos trabalhos e pela preocupação que sempre teve com este trabalho e comigo. Agradeço-lhe os muitos conselhos e palavras de incentivo que me deu ao longo deste trabalho. Sempre se revelaram importantes e sinceros.

Ao Dr. José Feliciano Rodrigues, reconheço a enorme paciência que teve comigo. Apesar das várias dificuldades mostradas por mim nos diversos trabalhos, sempre teve uma palavra amiga, de encorajamento e de valorização do meu trabalho. Em determinadas alturas deste trabalho, estas palavras revelaram-se de grande importância, dando-me ânimo para continuar e vontade de trabalhar e aprender mais. Agradeço-lhe também a pronta disponibilidade que sempre mostrou, quer para leitura e correção de trabalhos quer nos ensinamento de conteúdos de campo e de geologia que desconhecia ou nos quais apresentava dificuldade.

Ao Dr. Paulo Castro devo-lhe um enorme agradecimento. Foi a pessoas que mais tempo gastou comigo e que acompanhou de perto o meu trabalho. Disponibilizou-se sempre para ir comigo para o campo, ajudou-me com a petrografia e com a química mineral. Fez muito para além do pedido. A ele devo-lhe a oportunidade que tive de ingressar nesta instituição (LNEG) na licenciatura e que permitiu que continuasse a desenvolver novos trabalhos agora para o mestrado. Sem a sua ajuda, não teria tido oportunidade de aprender e de realizar um trabalho que tanto contribuiu para o meu desenvolvimento pessoal e profissional. Agradeço-lhe o companheirismo, generosidade e dedicação que sempre demonstrou.

Aos restantes elementos do LNEG, Dr.^a Zélia Pereira agradeço a ajuda com as fotografias das lâminas, companheirismo, simpatia e disponibilidade para ajudar. Ao Dr. Carlos Meireles, agradeço os comentários pertinentes sobre o meu trabalho. A partilha dos seus conhecimentos no campo constituiu uma mais-valia na minha

formação e no trabalho que desenvolvi. Agradeço-lhe a disponibilidade e paciência que demonstrou para me ensinar conteúdos relacionados com o campo ou na partilha de experiência e conhecimentos relativamente aos trabalhos que desenvolve.

Ao Sr. Carlos Leal, técnico responsável pela preparação das lâminas e polimentos. Agradeço-lhe a partilha de conhecimento relativamente à preparação das lâminas e seu polimento, que permitiram o sucesso na preparação das minhas próprias lâminas. Agradeço-lhe também simpatia e paciência que teve comigo durante as semanas em que estive a preparar as lâminas.

Ao Dr. Telmo Santos pela partilha de dados do estudo termobarométrico relativo às amostras colhidas na área de estudo, e que enriquecem o trabalho com novos dados.

E em geral à grande família constituída por todos os que trabalham no LNEG, que me fizeram sentir em casa, pela hospitalidade, o acolhimento, simpatia e ajuda.

A todos, muito obrigada!

Porto, 26 de Setembro de 2013

Resumo

A cartografia geológica efetuada na Foz do rio Sousa permitiu a distinção de 3 unidades que foram caracterizadas sob o ponto de vista petrográfico e estrutural. Foram designadas, de Oeste para Este, por unidade A, B e C, e correspondem, respetivamente, a micaxistos estaurolíticos, filitos com abundante biotite, e metagrauvaques intercalados com filitos. Em todas as unidades, realça-se a ocorrência de níveis de metaconglomerados.

Sob o ponto de vista estrutural são várias e abundantes as estruturas gerada pela deformação polifásica varisca, com destaque para a 2ª fase de deformação (F_2) que é penetrativa na unidade A e B e que diminui de intensidade para Este (unidade C), onde ocorre sob a forma de uma ligeira crenulação. Esta fase apresenta um carácter marcadamente não-coaxial, observado em estruturas rotacionais e *fabrics* assimétricos observados na mesoescala e confirmados na microescala. A ocorrência destas estruturas em paralelo com a variação do grau metamórfico realça a importância de vir a ser desenvolvida uma investigação mais alargada e aprofundada, nomeadamente a ocorrência de cisalhamentos de à escala regional.

Palavras-Chave

Faixa Metamórfica Porto-Viseu; Cartografia Geológica; Metamorfismo; Deformação Não-Coaxial;

Abstract

The geological mapping carried out in the Foz do Sousa region, allowed the distinction of 3 different units, which were petrographically and structurally characterized. They were designated by units A, B, C, from West to East, and they are represented, respectively, by micaschists with staurolite, phyllites with abundant biotite, and metagreywackes levels intercalated in phyllites. In all units, it is noted the occurrence of intercalated metaconglomerate levels.

From the structural point of view the poliphase variscan deformation is represented by abundant and diverse structures with emphasis on the second deformation phase (F_2) that is penetrative in units A and B and decreases in intensity to East (unit C), where occurs in the form of a slight crenulation. This deformation phase shows a strong non-coaxial character, which can be seen in rotational structures and asymmetric fabrics observed in the mesoscopic scale and also confirmed in the microscopic scale. These structures, and the variation of metamorphic grade emphasize the importance of developing a further investigation the possible existence

of shear zones of regional importance. The occurrence of these structures of being developed further investigation, especially the occurrence of regional-scale shear zones

Keywords

Porto–Viseu Metamorphic Belt, Geological Mapping, Metamorphism, Non-Coaxial Deformation.

Índice

LISTA DE ABREVIATURAS	21
CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO	23
1.1 NATUREZA E ÂMBITO DO TRABALHO	25
1.2 OBJETIVOS DO TRABALHO	25
1.3 METODOLOGIA DE TRABALHO APLICADA	25
1.4 ENQUADRAMENTO GEOGRÁFICO	26
1.5 ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO	27
CAPÍTULO 2 - ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO	29
2.1 MACIÇO IBÉRICO	31
2.2 ZONALIDADE DO MACIÇO IBÉRICO.....	33
2.3 CICLO VARISCO NA ZCI.....	35
CAPÍTULO 3 - UNIDADES CARTOGRAFADAS – DESCRIÇÃO LITOLÓGICA E ESTRUTURAL.....	43
3.1 UNIDADE A.....	45
3.1.1 Descrição litológica.....	45
3.1.2 Deformação.....	52
3.2 UNIDADE B.....	63
3.2.1 Descrição litológica.....	63
3.2.2 Deformação.....	65
3.3 UNIDADE C.....	68
3.3.1 Descrição litológica.....	68
3.3.2 Deformação.....	72
CAPÍTULO 4 - PETROGRAFIA	81
4.1 UNIDADE A.....	84
4.1.1 Descrição petrográfica.....	84
4.1.2 Deformação.....	91
4.2 UNIDADE B.....	97
4.2.1 Descrição petrográfica.....	97
4.2.2. Deformação.....	99
4.3 UNIDADE C.....	102
4.3.1. Descrição petrográfica.....	102
4.3.2 Deformação.....	103
4.4 MINERALOGIA E CONDIÇÕES METAMÓRFICAS.....	104

CAPÍTULO 5 – CONSIDERAÇÕES FINAIS	107
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	111
ANEXOS	

Índice de figuras

Fig. 1 - Excerto das cartas topográficas 122 (em cima à esquerda), 123 (em cima à direita), 133 (em baixo à esquerda) e 134 (em baixo à direita) à escala 1/25000. Realce para a zona de estudo delimitada a azul, no canto NE da carta 133 e no canto NW da carta 134.	27
Fig. 2 - Fragmentos da cadeia varisca na Europa. Ibér.: Maciço Ibérico; Arm.: Maciço Armoricano; Cent.: Maciço Central Francês; SW.: Sudoeste de Inglaterra; Ard.: Maciço de Ardenas; Boém.: Maciço Boémia	31
Fig. 3 - Esquema geral da anatomia orogénica para uma cadeia colisional (retirado de Moores & Twiss, 1992).	32
Fig. 4 - Simetria estrutural no MI (retirado de Matte, 1991). Compare-se com o esquema genérico de zonalidade orogénica.	33
Fig. 5 - A - Divisão do maciço ibérico em zonas, com base em critérios estratigráficos, metamórficos, tectónicos e magmáticos, proposto por Lotze (1945) <i>in</i> Meireles, 2011. KZ – Kantabrische Zone (Zona Cantábrica); WLZ – Westasturisch-Leonische Zone (Zona Asturocidental-Leonesa); G KZ – Galizisch-Kastilische Zone (Zona Galaico-Castelhana); OAZ – Ostlusitanisch-Alcudische Zone (Zona Luso-Alcudiana); OMZ – Ossa-Morena Zone (Zona de Ossa Morena); SPZ – Sudportugiesische Zone (Zona Sul Portuguesa); B- Divisão do maciço ibérico, reformulada por Julivert <i>et al.</i> (1974). CZ – Zona Cantábrica; WLZ – Zona Asturocidental Leonesa; ClZ – Zona Centro-Ibérica; OMZ – Zona de Ossa Morena; SPZ – Zona Sul Portuguesa; Py – Pirinéus; D – Serra de la Demanda; IC – Cadeia Ibérica; CCR – Cadeias costeiras catalãs; P – batólito de los Pedroches; B-Z – zona de cisalhamento de Badajoz-Córdoba (adaptado de Robardet e Gutiérrez Marco, 1990).	34
Fig. 6 – Divisão do maciço Ibérico, proposto por Farias <i>et al.</i> (1987).	34
Fig. 7 – Esquema representativo da evolução estrutural da ZCI durante a orogenia varisca (adaptado de Meireles, 2011).	38
Fig. 8 - Distribuição das faixas metamórficas no noroeste do Maciço Ibérico (adaptado de Martínez <i>et al.</i> , 1988)	39
Fig. 9 – Excerto das cartas geológicas 13A – Espinho (à esquerda) e 13B – Castelo de Paiva (à direita) à escala 1/50000, correspondente à área de estudo.	40
Fig. 10 - Mapa do norte e centro de Portugal com representação da Faixa metamórfica do Porto-Viseu, e a localização da área de estudo (retirado de Reavy, 1987).	41
Fig. 11 – Área de estudo com a representação das três unidades tectonometamórficas cartografadas.....	45
Fig. 12 – Fotografia do micaxisto estaurolítico com destaque para a abundância e tamanho dos porfiroblastos de estauroлите frequentemente cisalhados, observado no afloramento da barreira da EN108, junto à foz do rio Sousa.	47
Fig. 13 – Sistema de porfiroblastos de estauroлите com geometria do tipo sigma, contornadas pela foliação principal dos micaxistos. A – Porfiroblasto de contornadas pela foliação; B – Porfiroblasto de estauroлите euédrica com caudas de recristalização dinâmica em quartzo.	47

- Fig. 14-** Sistemas de porfiroblastos de estaurolite do tipo delta, contornadas pela foliação principal em micaxisto, com movimento de topo para Este. A – Porfiroblasto de estaurolite euédrico, rotacional com movimento de topo para Este e caudas de recristalização dinâmica em quartzo; B – Porfiroblasto de estaurolite rotacional com caudas de recristalização dinâmica em quartzo. Note-se o carácter marcadamente rotacional da deformação evidenciado pelo enrolamento da cauda de recristalização dinâmica em torno do porfiroblasto de estaurolite. ... 48
- Fig. 15** - Filões de quartzo em micaxistos estaurolíticos, paralelos a S_n . A- Filão de quartzo de possança decimétrica boudinado; B - Filão de quartzo metamórfico de possança métrica não deformado. 49
- Fig. 16** – Níveis de rocha quartzítica impura com S_0 transposto e já paralelo a S_n em micaxistos estaurolíticos. 49
- Fig. 17** – Metaconglomerado formando um tectonito do tipo L, com clastos de quartzo e quartzito, observado no afloramento em Zebreiros, junto à EN108. 50
- Fig. 18** – Quartzofilito intercalado com xistos negros, de tom esverdeado, dado pela disseminação de sulfuretos com foliação principal S_n , observado num afloramento junto a EN108..... 51
- Fig. 19** – Amostra de mão do micaxisto biotítico com foliação principal S_n , com destaque para a abundancia de biotites, observáveis à vista desarmada, observado junto à EN108..... 52
- Fig. 20** - Esquema com a sucessão de fases de deformação observadas na unidade A; A – Dobra em quartzito impuro intercalado em micaxisto que representa o plano de estratificação dobrado com plano axial paralelo ao S_2 , donde se conclui que foi reorientado pela F_2 ; B – Micaxisto biotítico com foliação S_1 , transposta por S_2 ; C – Micaxisto com sulfuretos disseminados com S_2 crenulada pela deformação pós- F_2 53
- Fig. 21** – Diagrama de densidade de pólos para as medições de S_2 na Unidade A. As duas concentrações máximas de medições correspondem a dois planos médios com atitude $N25^\circ/34^\circ SE$ e $N343^\circ/52^\circ NE$ ($n=102$). Projecção no hemisfério inferior da rede de *Schmidt*. 55
- Fig. 22** - Dobras em quartzo metamórfico, com plano axial paralelo ao S_2 . A – Dobra isoclinal em quartzito (indicador de S_0) com plano axial paralelo a S_2 ; B, C e D – Dobra isoclinais em quartzo com plano axial paralelizado com S_2 56
- Fig. 23** - Projecção estereográfica de planos axiais de dobras de estilo isoclinal atribuídas a F_2 (ver fig. 22) ($n=7$). Compare-se as projecções dos planos axiais com a projecção dos planos médios da foliação (diagrama da fig. 21). 57
- Fig. 24** - Estrutura boudinadas em quartzo metamórfico com movimento de topo para este disposto paralela ao S_2 e de possança métrica e, observadas junto à EN108. 57
- Fig. 25** – Representação esquemática da lineação mineral sobre o plano da foliação S_2 58
- Fig. 26** - Diagrama de densidade de medições para a fibrosidade mineral sobre S_2 na unidade A ($n=22$). De referir a baixa dispersão das medições em torno de um valor médio de $55^\circ \rightarrow N70^\circ$. A guirlanda de ajuste à distribuição das medidas da lineação mineral é, tal como seria de esperar, coincidente com a atitude média do plano de S_2 nesta unidade. 59

Fig. 27 - Diagrama estereográfico dos eixos maiores dos cristais de estauroлите (n=84). A disposição espacial destes cristais mostra uma relação geométrica com o plano de S_2 , tal como pode ser comprovado pela inclusão na figura da guirlanda corresponde à distribuição as medições lineares.	59
Fig. 29 – Diagrama de projeção dos eixos maiores dos metaconglomerados. A – Diagrama com eixos maiores dos metaconglomerados da unidade A (n=63). B – Diagrama com os eixos maiores dos metaconglomerados no setor nordeste da unidade (n=20). B – Diagrama com eixos maiores dos metaconglomerado da faixa mais a oeste (n=43).	60
Fig. 28 - Tectonitos do tipo L e S, sendo que os do tipo L apresentam um estiramento evidente, enquanto os do tipo S apresentam achatamento nítido.	60
Fig. 30 - Diagrama estereográfico para os eixos de D_2 . Estas dobras são as que se referem como tendo, geralmente, geometria isoclinal (n=9).	61
Fig. 31 – Crenulação em S_2 . A – Micaxisto estaurolítico com sulfuretos disseminados observado na EN108; B – Micaxisto estaurolítico observado na E614-3.	61
Fig. 32 - Traços estereográficos de planos axiais de crenulações pós- F_2 (n=6). Estas dobras, que surgem como crenulações em S_2 , podem ser vistas na fig. 31.	62
Fig. 33 - Diagrama de densidade de medições para os eixos de crenulações pós- F_2 (n=12)...	62
Fig. 34 – A - Afloramento de filito biotítico observado na Foz do Sousa; B – Pormenor do filito biotítico com sulfuretos disseminados alterado.	64
Fig. 35 – Nível quartzováquico intercalado com filito biotítico, observado em Compostela.....	64
Fig. 36 – Metaconglomerado do tipo SL, clasto suportado, observado em Esposade, junto à EN1435.....	65
Fig. 37 - Diagrama de densidade de pólos para S_2 na Unidade B (n=79). Os traços estereográficos representados correspondem às duas zonas de maior concentração de pólos e, portanto às orientações médias da foliação com atitude $N8^\circ/26^\circ E$ e $N339^\circ/58^\circ NE$	66
Fig. 38 - Diagrama de contornos para medições da L_1 de S_1 com S_2 na unidade B (n=10).	67
Fig. 39 – Filito da unidade B, com destaque para a ocorrência da crenulação bem visível sobre o plano de S_2	67
Fig. 40 - Diagrama de contornos para medições de eixos de crenulação pós- F_2 na unidade B (n=10).	68
Fig. 41 – Filito com xistosidade evidente observado próximo de Jancido, na EN 614. A- Filito em contacto com os metaconglomerados; B – Filito com foliação S_2 penetrativa.	69
Fig. 42 – A – níveis de metarenitos indicando S_0 , paralelizado com S_n dado pelos metagrauvaques. B – Níveis de metarenitos ferruginosos de possança métrica observados junto ao campo de futebol de Jancido.	70
Fig. 43 - A – Metaconglomerados clasto suportado paralelo à estrutura S_0 dada pelos metarenitos, observado junto à barragem, na EN108. B – Metaconglomerados clasto suportado com clastos verticalizados observado junto à povoação de Jancido. C – Afloramento junto ao campo de futebol em Jancido, com as principais estruturas paralelizadas e dispostas na vertical.	71

Fig. 44 - Conglomerados com clastos de quartzo e quartzito imbricados indicando o sentido de movimento da corrente, tal como indicado pelo lápis na imagem da direita.	72
Fig. 45 - Fendas de dissecação que indicam o topo da bancada, observadas no mesmo afloramento representado na figura 46.	72
Fig. 46 – A - Afloramento na EN108, junto à barragem onde se pode observar a ocorrências de níveis de metarenitos, indicando S_0 , em contacto com metagrauvaques que marcam S_1 e o início da sobreposição de S_1 por S_2 . B – Pormenor da sobreposição de S_2 por S_1	73
Fig. 47 - Diagrama de densidade de pólos de S_0 na Unidade C (n=25). O pólo médio corresponde à orientação média N349°/56°NE dos planos de estratificação. O paralelismo de S_0 relativamente à foliação metamórfica penetrativa indica que D_1 deve ser isoclinal e transpões completamente S_0	74
Fig. 48 - Diagrama de densidade de pólos para S_1 na unidade C (n=97).	74
Fig. 49 – A – Dobra em quartzo assimétrica, com comprimento de onda centimétrico, onde se destaca a rotação da atitude do plano axial. B – Dobras em quartzo assimétricas, de comprimento de onda milimétrico, com rotação da atitude do plano axial.	75
Fig. 50 – Esquema representativo da deformação cisalhante, com destaque para o cisalhamento simples, onde é evidente a rotação dos eixos principais dada pela deformação cisalhante, análogo ao processo que originou as dobras observadas na figura 51 (Adaptado de Fossen, 2010).	75
Fig. 51 - Dobras verticais de quartzo de eixo horizontal e plano axial vertical, paralelo às principais estruturas planares, nomeadamente S_0 e S_1	76
Fig. 52 – Esquema representativo da obtenção de uma lineação de intersecção aplicada ao exemplo da intersecção dos planos de S_1 com S_2	76
Fig. 53 - Diagrama de contornos para medições da L_1 de S_0 com S_1 na unidade B (n=12).	77
Fig. 54 - Diagrama de densidade de medições para a fibrosidade mineral sobre S_1 na unidade B (n=5). A atitude do ponto médio é 42°→N109°E.	77
Fig. 55 – A – Diagrama com eixos maiores do metaconglomerado que ocorre junto à barragem de Crestuma-Lever (n=30). B – Diagrama com eixos maiores do conglomerado junto à povoação de Jancido (n=10). C - Diagrama com eixos maiores do conglomerado que ocorre junto ao campo de futebol de Jancido (n=30). D- Diagrama com representação das medições total dos eixos maiores dos conglomerados (n=70).	78
Fig. 56 – Plano de falha onde se observam evidentes estrias de deslizamento.	79
Fig. 57 - Mapa de amostragem da área em estudo, com a localização das várias amostras recolhidas nas diferentes unidades.	83
Fig. 58 – Microfotografia da lâmina completa da amostra P1 e P10, corte A em NX. A – Textura porfirolepidoblástica, com ocorrência de porfiroblastos de estaurolite, andalusite e granada contornados por S_2 ; B – Textura porfirolepidoblástica dada pela ocorrência de porfiroblastos de estaurolite e andalusite com formas alongadas paralelamente a S_2	85
Fig. 59 - Pormenor da lâmina P1 corte B, onde se destaca a associação espacial entre a estaurolite e a andalusite localizada nas bandas Q e contornada pelas bandas M, constituída	

essencialmente por biotite. A – Destaca-se o aspeto ocelado dada pela ocorrência de estaurolite e andalusite contornados por S_2 e a ocorrência de opacos, paralelos à foliação principal e contornando a estaurolite (barra branca = 1mm); B – Andalusite alterada entre minerais de estaurolite, associado às bandas Q (barra branca = 1mm).	86
Fig. 60 - Pormenor da amostra P10, corte A, onde se destaca a ocorrência de estaurolite e andalusite muito alongados e orientados paralelamente a S_2 (barra branca = 1mm).....	86
Fig. 61 - Pormenor da amostra P1 corte B, com destaque para a associação espacial da granada com os filossilicatos (biotite e moscovite) que a envolvem e que se posicionam entre a granada e a estaurolite (barra branca = 1mm).	87
Fig. 62 – Ocorrência de clorite na amostra P11 corte A. A - Ocorrência de clorite associada ao quartzo, alinhada perpendicularmente à foliação principal. Destaca-se também a ocorrência de turmalina euédrica no quartzo (barra branca = 500 μ m); B – Clorite paralela à foliação S_2 (barra branca = 500 μ m).	87
Fig. 63 – Micaxisto biotítico da amostra P11 corte B. A – Biotite deformada que ocorre nas bandas Q, paralelamente a S_2 , e observação de uma crenulação posterior a F_2 . B – Biotite intercrescida com clorite perpendicular a S_2 e quartzo, contornado pela foliação principal. Destaca-se também a ocorrência de turmalina nas bandas Q.	88
Fig. 64 – Microfotografia da lâmina completa da amostra P11 corte A em NX, evidenciando claramente uma textura granolepidoblástica, dada pela ocorrência de biotites, orientadas paralelamente ao S_2	89
Fig. 65 - Pormenor da amostra P8 correspondente ao quartzito impuro com destaque para a ocorrência de granada com intercrescimento de quartzo poligonizado e equidimensional e clorite com forma radial (barra branca = 1mm).	90
Fig. 66 - Microfotografia das lâminas completas realizadas a partir da amostra P12 em NX, relativas ao metaconglomerado evidenciando forte assimetria do <i>fabric</i> . A – Corte A – Filonetes de quartzo e filossilicatos alinhados paralelamente; B - Corte B – Quartzo equidimensional sem orientação preferencial.	90
Fig. 67 – Micaxisto com ocorrência de uma foliação S_1 . A – Amostra P1 corte A. Estaurolite com opacos e inclusões de quartzo alinhados paralelamente à foliação S_1 . O porfiroblasto de estaurolites está contornado pela foliação S_2 (barra branca = 1mm); B – Amostra P13 corte B. Granada com foliação interna perpendicular a S_2 , e que indica a posição da foliação anterior, S_1 . Foliação S_2 crenulada (barra branca = 1mm).	91
Fig. 68 - Pormenor da amostra P11 corte A, onde se observa a alternância entre as bandas Q e M, paralelas à foliação principal e destaque também para a ocorrência de uma foliação anterior, obliqua à foliação principal, evidente nas bandas Q.	92
Fig. 69 – Micaxisto estaurolítico da amostra P1 corte B, com ocorrência de dobras junto ao mineral de estaurolite, resultante da atuação da deformação cisalhante correspondente a F_2 , junto de um corpo mais rígido (estaurolite) e que produz as dobras, tal como exemplificado na figura à direita (adaptado de Fossen, 2010) (barra branca = 500 μ m).	93

Fig. 70 - Microfotografia das lâminas completas realizadas a partir da amostra P1 em NX. A – Corte B - Micaxisto estaurolítico com destaque para a textura porfirolepidoblástica dada pelos clastos de estaurolite, andaluzite e granada, preferencialmente associados às bandas Q. B – Corte A – Micaxisto estaurolítico com destaque para o ocelo de estaurolite.	95
Fig. 71 - Esquema representativa da deformação intracristalina que ocorre nos minerais com a atuação da deformação cisalhante, que produz migrações das posições dos elementos, que se refletem na extinção evidenciada em muitos minerais, como por exemplo o quartzo.	95
Fig. 72 - Lamelas de deformação resultante da atuação da deformação sobre o quartzo, observado na amostra P12 corte B.....	96
Fig. 73 – Crenulação pós- F_2 . A – Micaxisto estaurolítico da amostra P10 corte A, com S_2 crenulado que afeta a estaurolite e a andalusite alongadas paralelamente a S_2 (barra branca = 500 μ m); B – Micaxisto biotítico da amostra P11 corte A, com crenulação que afeta S_2 (barra branca = 1mm).	96
Fig. 74 - Microfotografia da lâmina completa do filito da unidade B em NX. Destaque para a textura granolepidoblástica, dada pela alternância de finas bandas Q e M, paralelas à foliação S_2 e pela ocorrência de biotites distribuídas aleatoriamente, mas paralelamente a foliação principal. A – Amostra P2; B – Amostra P3; C – Amostra P4. Destaque para a crenulação que afeta S_2	97
Fig. 75 - Porfiroblastos de biotite dos filitos da unidade B. A – Biotite cloritizada, contornada pelo S_2 , observada na amostra P2 (barra branca = 500 μ m); B – Biotite com clorite nos bordos e inclusões de quartzo, contornada pela foliação S_2 observada na amostra P2 (barra branca = 500 μ m); C – Turmalina associada às bandas Q, com destaque para a ocorrência de S_1 dobrado observado na amostra P2 (barra branca = 100 μ m).....	99
Fig. 76 - Pormenor de uma biotite cisalhada, com destaque para as clivagens orientada paralelamente à foliação S_1 observado na amostra P2, corte A (barra branca = 200 μ m).	100
Fig. 77 - Esboço representativo da formação de mica fish devido à atuação da deformação cisalhante (adaptado de Fossen, 2010).....	100
Fig. 78 – <i>Mica fish</i> de biotite, orientado obliquamente ao S_2 , gerado durante a atuação de F_2 de carácter cisalhante observada na amostra P2 corte A (barra branca = 500 μ m).	101
Fig. 79 - Microfotografia da lâmina completa da amostra P4 corte B (A) e corte A (B) (em NX). Destaca-se nesta amostra a ocorrência de um <i>fabric</i> assimétrico.	101
Fig. 80 – Pormenor da amostra P5 corte B, onde se destaca a ocorrência de S_1 , paralelo às bandas Q e M. Destaque para a ocorrência de quartzo poligonizado alinhados paralelamente a S_1	103
Fig. 81 – Microfotografia da lâmina completa da amostra P5, corte B, onde é possível observar a ocorrência de S_0 e S_1	103
Fig. 82 – Crenulação de S_1 preservada entre os planos de S_2 observada num filito colhida junto à povoação de Jancido (barra branca= 500 μ m).	104
Fig. 83 - Mapa geológico da área de estudo	117

Índice de tabelas

Tabela 1 - Tabela síntese com os métodos de trabalho aplicados, bem como os recursos utilizados e o resultado esperados.	26
Tabela 2 - Tabela síntese das principais características mesoscópicas e microscópicas das amostras colhidas na área de estudo.....	119
Tabela 3 – Análise química efetuada sobre as estaurolites da unidade A das amostras P1A e P10B, tendo-se obtido valores que classificam a estaurolite como sendo do tipo Fe-estaurolites.	121
Tabela 4 - Análise química efetuada sobre as estaurolites da unidade A da amostra P10B, tendo-se obtido valores que classificam a estaurolite como sendo do tipo Fe-estaurolites.	122
Tabela 5 - Análise química efetuada sobre as granadas da unidade A das amostras P1B e P13B, tendo-se obtido valores que classificam as granadas como sendo do tipo almandina.	123
Tabela 6 - Análise química efetuada sobre as granadas da unidade A da amostra P13B, tendo-se obtido valores que classificam as granadas como sendo do tipo almandina.	124
Tabela 7 - Análise química efetuada sobre as biotites da unidade A (P13B, P1B, P11A, P13A) e unidade B (P2A), tendo-se obtido valores que a classificam como sendo do tipo anite.	125
Tabela 8 - Análise química efetuada sobre as micas brancas da unidade A (P1B, P10B e P11A) e unidade B (P2A, P2B, P4B) tendo-se obtido valores que a classificam como sendo do tipo moscovite.	126
Tabela 9 - Análise química efetuada sobre as micas brancas da unidade A (P1B, P10B e P11A) e unidade B (P2A, P2B, P4B) tendo-se obtido valores que a classificam como sendo do tipo moscovite.	127
Tabela 10 - Análise química efetuada sobre as clorites da unidade A (P10B) e unidade B (P2B, P4A, P5A) tendo-se obtido valores que a classificam como sendo do tipo “daphnite”.	128
Tabela 11 - Análise química efetuada sobre as clorites da unidade A (P11A, P11B, P13A e P13B) tendo-se obtido valores que a classificam como sendo do tipo “daphnite”.	129

Lista de abreviaturas

Alm** – Almandina
Ame** - Amesite
And* – Andalusite
Ann** - Anite
Bt – * Biotite
Cel** - Celadonite
Chl* – Clorite
Clc** – Clinocloro
Dph** – “Daphnite”
Eas** - Eastonite
Fcel** – Fe - Celadonite
Fst** - Fe-Estaurolite
Grs** – Grossulária
Grt* – Granada
Ms* – Moscovite
Mst** – Mn – Estaurolite
Pg** - Paragonite
Phl** - Flogopite
Prp** – Piropo
Qtz* – Quartzo
Sps** – Espessartine
St* – Estaurolite
Tur* - Turmalina
ZAOL – Zona Astur – ocidental - Leonesa
ZC – Zona Cantábrica
ZCI – Zona Centro - Ibérica
ZGTM – Zona de Galiza – Trás-os-Montes
ZOM – Zona Ossa - Morena
ZSP – Zona Sul - Portuguesa

* Abreviatura dos minerais segundo R. Kretz, 1983

** Abreviatura dos minerais segundo Whitney and Evans, 2010

Capítulo 1 - Introdução

1.1 Natureza e âmbito do trabalho

O presente trabalho foi elaborado no âmbito da unidade curricular de dissertação inserido no mestrado de Geomateriais e Recursos Geológicos, mestrado em parceria entre a Faculdade de Ciências da Universidade do Porto (FCUP) e a Universidade de Aveiro (UA). O tema central desta dissertação surgiu da continuação de um projeto realizado anteriormente no âmbito da unidade curricular Estágio da licenciatura em Geologia pela FCUP, e que se insere no contexto geológico da Faixa Metamórfica Porto-Viseu. O tema e a coorientação desta dissertação decorrem também da colaboração já iniciada durante o Estágio com o LNEG.

Os trabalhos levados a cabo para a dissertação, correspondem essencialmente à cartografia geológica de uma pequena secção, transversal à Faixa Metamórfica Porto-Viseu, localizada no concelho de Gondomar, na região entre a foz do rio Sousa e a barragem de Crestuma-Lever.

Espera-se que este trabalho, contribua positivamente com novos dados metamórficos e estruturais para assim contribuir, ainda que modestamente, para o conhecimento desta faixa.

1.2 Objetivos do trabalho

Para uma melhor organização e planeamento do trabalho, foram definidos alguns objetivos que se espera concluir, nomeadamente:

- a. Investigar e cartografar unidades ou possíveis acidentes que marquem variações bruscas de grau metamórfico;
- b. Caracterização das diferentes litologias, sob o ponto de vista mineralógico e estrutural;
- c. Projeção e interpretação dos dados estruturais;
- d. Colheita de amostras frescas e orientadas para estudo petrográfico;
- e. Análise petrográfica das paragénese minerais, texturas e estruturas;
- f. Análise química mineral;

1.3 Metodologia de trabalho aplicada

A concretização dos objetivos do trabalho, implica a utilização de várias metodologias de trabalho, pensadas numa sequência que visa uma maior eficiência e aproveitamento de cada uma delas, permitindo confirmar e/ou complementar os dados recolhidos pelo método anterior.

Na tabela seguinte, estão enunciados todos os métodos de trabalho aplicados para a execução deste trabalho, bem como os recursos necessários para a execução do método e os objetivos que se espera cumprir com a aplicação de cada um deles.

Tabela 1 - Tabela síntese com os métodos de trabalho aplicados, bem como os recursos utilizados e o resultado esperados.

Método	Recursos utilizados	Objetivos
Pesquisa bibliográfica	Cartas geológicas 13A - Espinho e 13B - Castelo de Paiva à escala 1:50000	Obtenção de informação sobre a geologia local e regional a baixo custo e de forma rápida.
	Cartas topográficas 133 e 134 à escala 1:25000	
	Publicações sobre a Faixa Metamórfica Porto-Viseu	
Cartografia geológica	Cartas topográficas 133 e 134 à escala 1:25000	Estudo à mesoescala com obtenção de dados metamórficos, mineralógicos e estruturais. Colheita de amostras frescas e orientadas (quando necessário) para estudo à microescala. Realização do mapa geológico.
	Cartas geológicas 13A e 13B à escala 1:50000	
	Material de campo: bússola, martelo e lupa	
Petrografia	Amostras frescas e orientadas	Complementar o estudo efetuado à mesoescala através do estudo à microescala, com destaque para a análise de paragéneses minerais, texturas e estruturas.
Análise química pontual	Lâminas usadas no estudo petrográfico	Obtenção da composição química do mineral analisado que permitirá a representação estequiométrica dos minerais com base na definição <i>quasi</i> axiomática do mineral.
	Microsonda electrónica	
	Microsoft Excel 2010	

1.4 Enquadramento Geográfico

A área de estudo localiza-se na freguesia de Foz do Sousa, no concelho de Gondomar. A apenas 13km da cidade do Porto, o acesso principal dá-se pela N108, percorrida junto à margem direita do rio Douro.

A área de estudo, com cerca de 10Km², é delimitada a sul e oeste pelo rio Douro, e inicia-se junto à foz do rio Sousa, rio este, que dá o nome à freguesia, e termina junto à barragem de Crestuma-Lever.

Sob o ponto de vista cartográfico, a área de estudo localiza-se no extremo NE da carta topográfica 133 e no extremo NW da carta topográfica 134, à escala 1/25000 (fig. 1).

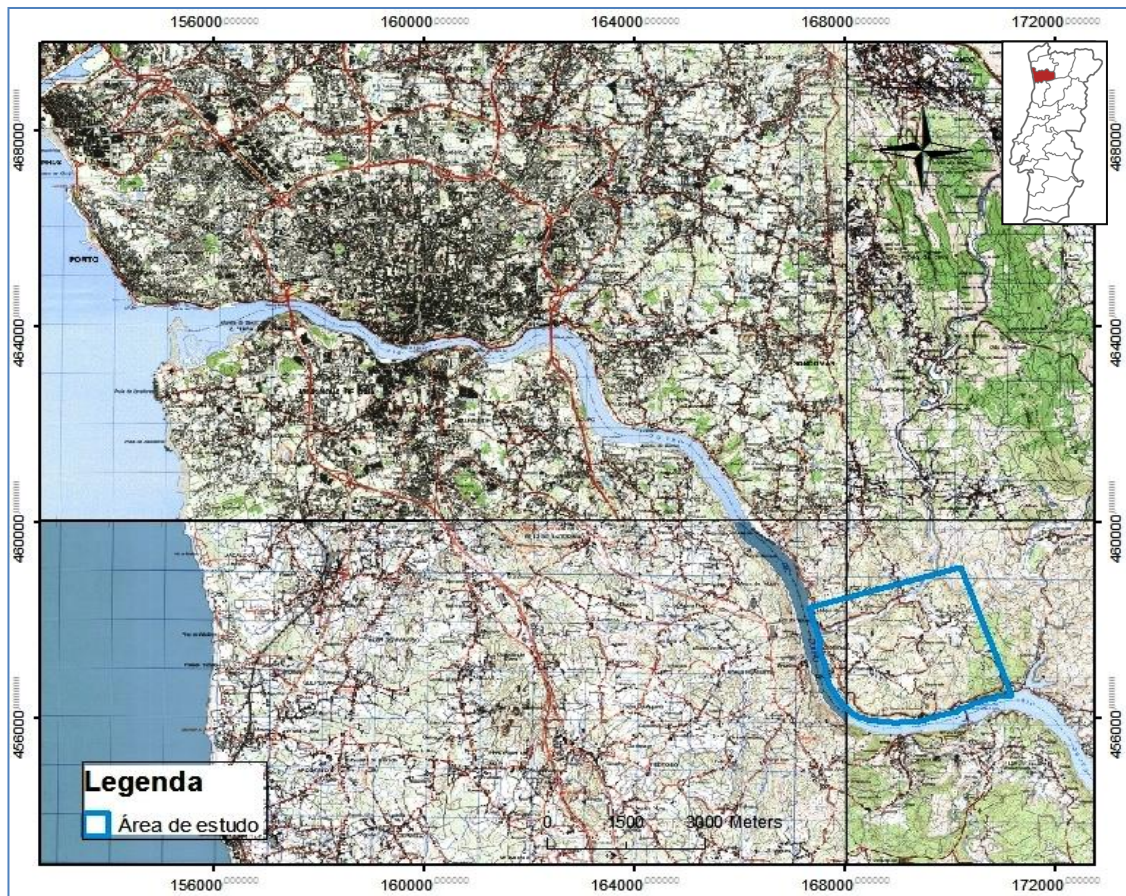


Fig. 1 - Excerto das cartas topográficas 122 (em cima à esquerda), 123 (em cima à direita), 133 (em baixo à esquerda) e 134 (em baixo à direita) à escala 1/25000. Realce para a zona de estudo delineada a azul, no canto NE da carta 133 e no canto NW da carta 134.

1.5 Estrutura da dissertação

A presente dissertação encontra-se dividida em 5 capítulos, sendo um deles o capítulo introdutório e mais 4 que serão brevemente descritos.

Capítulo 2 – Enquadramento geológico

O objetivo deste capítulo é fazer o enquadramento da área de estudo no contexto geológico

Capítulo 3 – Unidades cartografadas – descrição litológica

Neste capítulo, serão descritas as unidades geológicas cartografadas na zona da Foz do Sousa, com ênfase para a descrição metamórfica, mineralógica e estrutural à mesoescala. Na zona de estudo, foram definidas diferentes unidades com base em critérios estruturais e metamórficos. Para cada unidade serão descritas as estruturas geométricas observadas no campo. As estruturas serão divididas em estruturas planares e lineares, sendo que dentro de cada tipo serão ainda subdivididas por fases de deformação, começando a descrição desde as estruturas mais antigas, até às mais recentes.

No final, será apresentado o mapa geológico.

Capítulo 4 – Petrografia

No capítulo da petrografia, serão descritos os parâmetros mais importantes observados durante o estudo petrográfico. É dada especial relevância às paragénese minerais, à textura e às estruturas. As descrições serão frequentemente acompanhadas de estampas e de esquemas.

Capítulo 5 – Discussão das conclusões

A discussão e conclusão correspondem ao último capítulo da dissertação e tem como objetivo a efetuar uma discussão dos dados apresentados ao longo do trabalho.

Capítulo 2 - Enquadramento Geológico

2.1 Maciço Ibérico

O Maciço Ibérico (MI) é um dos maiores e mais contínuos fragmentos litosféricos gerados durante o ciclo varisco. A orogenia correspondente, que decorreu no Paleozóico (entre os 480 Ma – 250 Ma), resultou da colisão de dois continentes, a Laurussia (resultante da junção dos continentes Laurentia, Báltica e Avalónia) e o Gondwana (Matte, 2001). A cadeia orogénica resultante era muito extensa, e incluía a atual Europa, até ao Cáucaso, a América do Norte (Montes Ouachita, Apalaches do Sul) e África (Mauritânia) (Matte, 1986).

A disposição atual da cadeia varisca, na Europa, consiste numa faixa que se estende por mais de 3000km, desde o sul de Portugal até à Polónia, com uma largura média de 800km. Trata-se de uma faixa irregular, composta por vários fragmentos designados consoante a sua localização geográfica, nomeadamente: Maciços Ibérico, Armoricano, Central Francês, Floresta Negra (Vosges e Schwarzwald) e Boémia (fig. 2) (Matte & Burg, 1981, Matte, 1986, 2001).

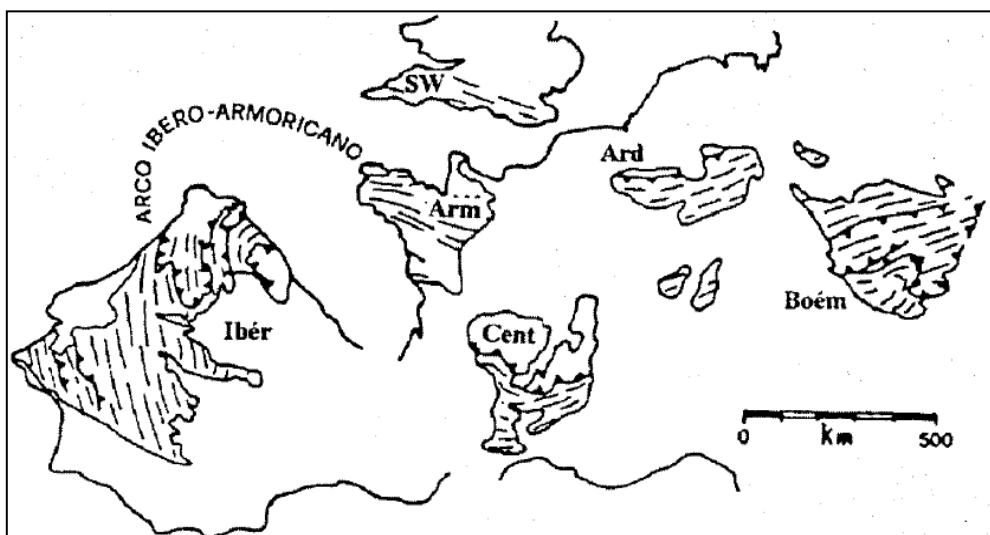


Fig. 2 - Fragmentos da cadeia varisca na Europa. Ibér.: Maciço Ibérico; Arm.: Maciço Armoricano; Cent.: Maciço Central Francês; SW.: Sudoeste de Inglaterra; Ard.: Maciço de Ardenas; Boém.: Maciço Boémia

Diversos autores (e.g. Matte, 1991; Quesada, 1992; Vera, 2004; Dias *et al.*, 2013) defendem a estruturação do MI como resultado de um ambiente geológico colisional, etapa final do ciclo de Wilson varisco. Na verdade, a comparação da estruturação do MI com o modelo geológico geral para uma cadeia colisional, como exemplificado em Twiss & Moores (1992) (fig. 3) mostra muitas semelhanças com o MI e com a zonalidade aí observada (fig. 4).

No MI salienta-se a simetria bilateral, que se manifesta pela presença de dois domínios com vergências opostas, relativamente ao plano axial situado na ZCI, e que

permite dividir o maciço no ramo setentrional e no ramo meridional. O ramo setentrional (mais a norte), apresenta vergência para NE e inclui a ZC, ZAOL e a parte setentrional da ZCI. O ramo meridional (mais a sul), apresenta vergência para SW e compreende a parte meridional da ZCI e as ZOM e ZSP (Julivert & Martínez, 1982). Estes ramos são separados pela zona de cisalhamento Badajoz-Córdoba.

Ribeiro *et al.* (1979), apoiados na divisão do maciço ibérico, dividem o maciço em zonas externas e internas, baseando-se em critérios tectónicos, magmáticos, na idade dos terrenos, no grau de metamorfismo e no plutonismo. As zonas externas incluem as ZC e ZSP e contêm terrenos com desenvolvimento das sequências do paleozóico superior, por deformação mais tardia e menos intensa, bem como metamorfismo regional de baixo grau. A zona interna inclui as restantes zonas, nomeadamente a ZAOL, ZGTM, ZCI, ZOM, com terrenos de idade desde o precâmbrico e do paleozóico inferior, e contrariamente às zonas externas, apresenta deformação mais precoce e intensa, com metamorfismo variável, que pode ir desde o baixo grau, até ao alto grau metamórfico. O plutonismo granítico sin-orogénico é abundante.

A localização da área de estudo na ZCI remete-nos para a caracterização desta unidade geotectónica.

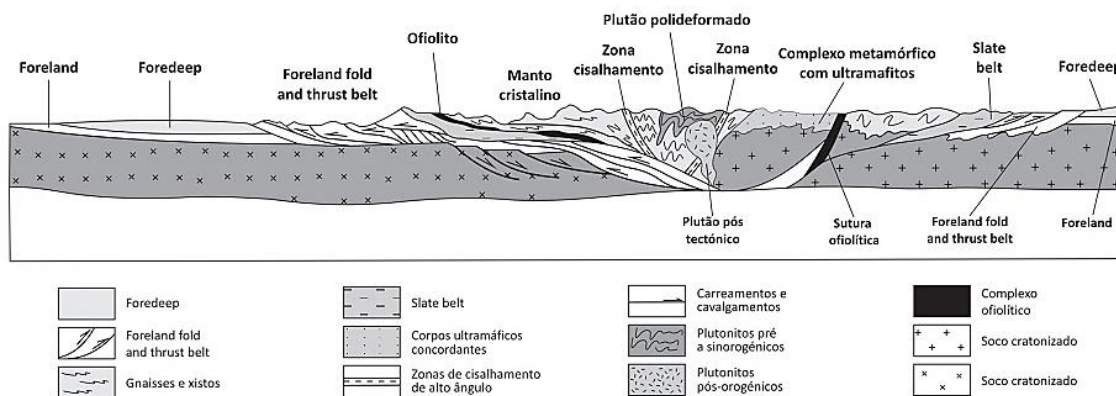


Fig. 3 - Esquema geral da anatomia orogénica para uma cadeia colisional (retirado de Moores & Twiss, 1992).

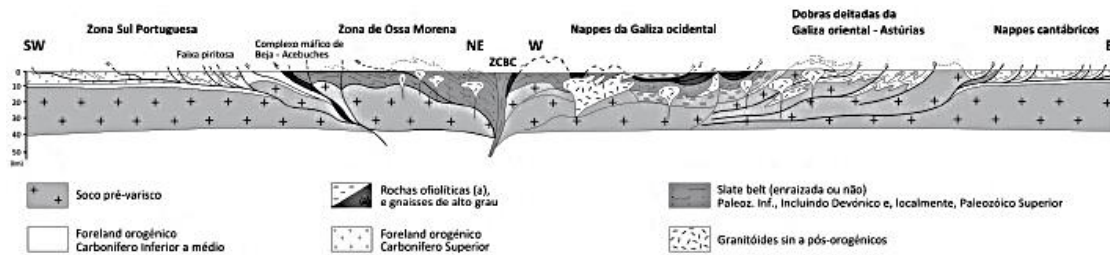


Fig. 4 - Simetria estrutural no MI (retirado de Matte, 1991). Compare-se com o esquema genérico de zonalidade orogénica.

2.2 Zonalidade do Maciço Ibérico

O maciço Ibérico ocupa a parte central e ocidental da Península Ibérica, e corresponde ao fragmento mais a ocidente da cadeia varisca europeia. É limitada a norte pelo mar cantábrico, a oeste e a sudoeste pelo oceânico Atlântico, a este pelos depósitos de cobertura pós-variscos e a sudeste pela falha de Guadalquivir. Os terrenos que constituem o soco varisco apresentam idades que variam desde o proterozóico superior ao carbónico, apresentando-se variavelmente deformados e metamorfizados pela orogenia varisco e recortados por grandes volumes de intrusões graníticas.

O maciço ibérico foi sendo submetido a processos geológicos distintos e de intensidades variáveis, o que permitiu definir uma zonalidade interna com base em critérios estratigráficos, metamórficos, tectónicos e magmáticos.

O alemão Lotze (1945) foi o primeiro a dividir o maciço ibérico em 6 unidades geotectónicas distintas (figura 5A), de nordeste para sudoeste: Zona Cantábrica, Zona Astúrico-Occidental-Leonesa, Zona Galaico-Castelhana, Zona Luso-Oriental-Alcúdice, Zona de Ossa Morena e Zona Luso Meridional. Com a evolução do conhecimento geológico, foi proposta uma nova divisão do maciço ibérico, adaptada a partir da divisão definida por Lotze. Esta nova divisão, proposta por Julivert *et al.* (1974) dividia o maciço em 5 zonas diferentes: Zona Cantábrica (ZC), Zona Astúrico-Occidental-Leonesa (ZAOL), Zona Centro Ibérica (ZCI), Zona Ossa-Morena (ZOM) e Zona Sul-Portuguesa (ZSP) (figura 5B) (*ibidem*).



Fig. 5 - A - Divisão do maciço ibérico em zonas, com base em critérios estratigráficos, metamórficos, tectónicos e magmáticos, proposto por Lotze (1945) *in* Meireles, 2011. KZ – Kantabrische Zone (Zona Cantábrica); WLZ – Westasturisch-Leonische Zone (Zona Asturocidental-Leonesa); G KZ – Galizisch-Kastilische Zone (Zona Galaico-Castelhana); OAZ – Ostluisitanisch-Alcudische Zone (Zona Luso-Alcudiana); OMZ – Ossa-Morena Zone (Zona de Ossa Morena); SPZ – Sudportugiesische Zone (Zona Sul Portuguesa); B- Divisão do maciço ibérico, reformulada por Julivert *et al.* (1974). CZ – Zona Cantábrica; WLZ – Zona Asturocidental Leonesa; CIZ – Zona Centro-Ibérica; OMZ – Zona de Ossa Morena; SPZ – Zona Sul Portuguesa; Py – Pirinéus; D – Serra de la Demanda; IC – Cadeia Ibérica; CCR – Cadeias costeiras catalãs; P – batólito de los Pedroches; B-Z – zona de cisalhamento de Badajoz-Córdoba (adaptado de Robardet e Gutiérrez Marco, 1990).

Recentemente, a divisão proposta por Julivert *et al.* (1974) sofreu uma alteração proposta por Farias *et al.* (1987), que consiste na passagem da Sub-zona Galiza Média e Trás-os-Montes, pertencente à Zona Centro Ibérica, a Zona da Galiza-Trás-os-Montes (*ibidem*) (figura 6).

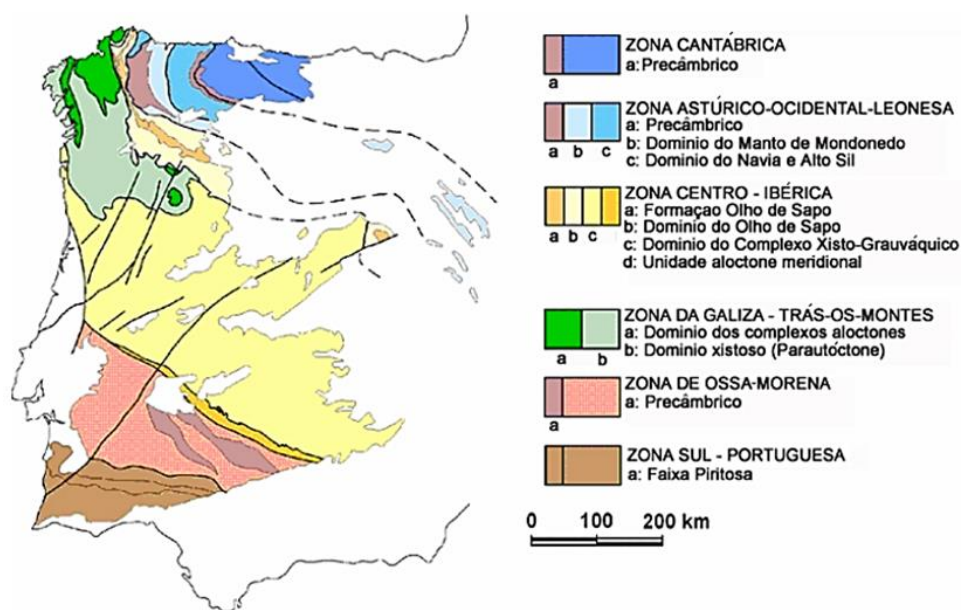


Fig. 6 – Divisão do maciço Ibérico, proposto por Farias *et al.* (1987).

2.3 Ciclo Varisco na ZCI

No MI e em particular na ZCI, é possível seguir o registo geológico de um ciclo de Wilson completo, desde as etapas iniciais de sedimentogénese que marcam o desenvolvimento e evolução de uma bacia, até às etapas finais de tectogénese com formação de uma extensa cadeia de montanhas resultante de um processo de subducção seguido de uma colisão continental. Assim, torna-se imprescindível uma síntese da atuação do ciclo Varisco na ZCI, onde se enquadra a área de estudo.

A ZCI, tal como aflora atualmente deve a sua constituição e estruturação essencialmente devido à orogenia Varisca. Assim, serão descritas sumariamente as várias etapas que levaram à génese e à evolução da ZCI, desde as etapas iniciais de sedimentogénese até ao culminar final do desenvolvimento da cadeia orogénica, naquilo que é considerado como o Ciclo de Wilson Varisco.

2.4 Etapas extensionais do Ciclo Varisco

No câmbrico, a Península Ibérica ocupava a margem norte da extensa placa Gondwânica. No início deste período, dá-se a destruição da cadeia cadomiana, gerada no ciclo Wilson anterior, devido à abertura de um fosso marinho intracontinental (*rift* continental) gerado por estiramento e subsidência da cadeia cadomiana, e que permitiu a deposição de uma extensa e espessa sequência de sedimentos turbidíticos, que resultaram do desmantelamento da cadeia orogénica cadomiana, e que correspondem ao Complexo Xisto - Grauváquico (CXG). Este fosso corresponde à atual ZCI.

Todavia, o fosso apresentava subdivisões, que quando preenchidas pelos sedimentos, formaram dois grandes domínios paleogeográficos distintos, propostos por Sousa, 1982-1983, como o Grupo das Beiras e o Grupo do Douro, que no seu conjunto são conhecidos pelo Super Grupo Dúrico-Beirão de idade ante-ordovícica. (Sousa, 1985).

No final do câmbrico, o regime que até aqui era extensional e permitiu o empilhamento de uma espessa coluna de sedimentos, passa a um regime de transgressão. A mudança do regime ocorre essencialmente devido aos episódios extensionais da bacia (*rifting* intracontinental) e também devido a deformação pré-varisca, o que resulta numa discordância observada entre o câmbrico superior e o ordovícico inferior, designada por alguns autores como fase sarda (s.l.)¹

¹ Fase sarda (s.l.) – Alguns autores como Meireles, C., 2011, situam a fase sarda no ordovícico médio a superior, como se observa na figura 7.

O regime transgressivo de baixa energia que ocorre durante o ordovícico inferior e médio permite a acumulação de materiais pelágicos finos (xistos ardosíferos), que sugerem uma subsidência lenta da bacia intracontinental (Quesada, 1991). O ordovícico está muito bem representado pelos extensos afloramentos e pelo seu abastado conteúdo fossilífero, observados em vários locais, sobretudo na zona centro e sul da ZCI (Robardet & Gutiérrez Marco, 1990).

Entre o ordovícico médio e o ordovícico superior, dá-se uma nova mudança do regime de transgressão para um regime de regressões bruscas, representado pelas irregularidades do Berouniano. A este período, está ainda associado o magmatismo intenso de carácter ácido. É nesta mudança de regime que alguns autores como Meireles, C. (2011), colocam a fase sarda.

Na ZCI, é reconhecida a existência de quartzitos impuros, principalmente na zona centro e sul. No norte, existem essencialmente xistos negros com graptólitos, com calcários para o topo (Martínez Catalán *et al.*, 2004).

A sedimentação devónica é muito fragmentária e está mal datada. O registo sedimentar parece incluir sedimentos flyschóides representativos da inversão tectónica; É a partir do devónico que deixa de haver registo de sedimentação marinha na ZCI.

A sedimentação pós-devónica só tem expressão em unidades carboníferas de fácies continental, contemporâneas já de uma cadeia de montanhas edificada pela tectogénese orogénica.

Os sedimentos e metassedimentos, estão preservados na bacia Dúrico-Beirã, que corresponde a um *graben* formado entre o devónico inferior /médio. Associados aos abatimentos dos blocos, estão associados desligamentos oblíquos com cavalgamento para NW e desligamento esquerdo.

2.5 Etapas orogénicas do Ciclo Varisco

A colisão das duas margens continentais está relacionada com a colisão entre os continentes Laurentia, Báltica e Gondwana é o principal motivo para os cavalgamentos, e para a soldadura dos ramos NE e SW do Maciço Ibérico. A curvatura do Arco Ibero – Armoricano estará também relacionada com a colisão destes três continentes (Ribeiro *et al.*, 1979).

No carbónico, ocorre a edificação da cadeia orogénica varisca e que cessa no pérmico, com o relaxamento das tensões orogénicas e o desenvolvimento dos sistemas de fratura tardias de direção NNE/SSW. Os granitos tardi a pós-tectónicos instalaram-se preferencialmente no sistema de fratura.

No período meso-cenozóico, inicia-se um novo ciclo geológico (ciclo Atlântico), que decorre até à atualidade (ibidem).

2.6 Deformação Varisca

A deformação varisca na ZCI apresenta um carácter polifásico bastante evidente (fig.7). No entanto, não existe ainda um consenso para o número de fases de deformação dúctil que terão decorrido durante a orogenia varisca. Apesar disto, são geralmente consideradas três fases principais de deformação.

A primeira fase de deformação varisca, geralmente designada por D_1 tem um carácter mais homogéneo que as restantes duas fases. Trata-se de uma fase de deformação bastante intensa, que afetou toda a ZCI e que contribuiu para a estrutura atual da mesma. Da atuação desta fase, resulta uma clivagem xistenta de plano axial associado (S_1) que tem direções predominantemente NW-SE. A inclinação do plano axial é variável, geralmente muito inclinada a vertical.

A segunda fase de deformação (D_2) afeta essencialmente as dobras deitadas geradas na primeira fase e afeta também as dobras de plano axial vertical (apenas da parte norte deste domínio). A afetação das dobras deitadas ocorre essencialmente associado a cisalhamentos dúcteis sub-horizontais e a cavalgamentos, e a afetação das dobras verticais ocorre apenas associado a cisalhamentos sub-horizontais. Esta fase de deformação é responsável pelo desenvolvimento de clivagens S_2 sub-horizontais (Valle Aguado, 1992).

A terceira fase de deformação (D_3), homoaxial com a primeira fase de deformação, produz dobras com grande comprimento de onda, com plano axial sub-vertical ou inclinando para NE e de direção $N100^\circ-120^\circ E$, acompanhado de dobras menores e de clivagem de crenulação S_3 . Esta fase está também relacionada com o desenvolvimento de zonas de cisalhamento subverticais $N70^\circ-80^\circ E$, esquerdo, e $N120^\circ-130^\circ E$, direito, reativando estruturas herdadas, consideradas como zonas de fraqueza mais antigas (Pré-câmbrico) (Iglésias & Ribeiro, 1981b). Servem de exemplo o cisalhamento direito Porto-Tomar e o cisalhamento esquerdo Traguntia-Juzbado-Penalva do Castelo (Burg *et al.*, 1981; Reavy, 1989).

A existência de uma quarta fase de deformação não é aceite por toda a comunidade científica. No entanto, alguns autores defendem a existência desta quarta fase de deformação, em regime frágil, devido à existência de importantes falhas $N20^\circ-30^\circ E$, esquerdas, do tipo strike-slip, que afetam toda a ZCI. São exemplos disto a falha Régua-Verín e Bragança-Vilariça-Manteigas (Meireles, 2011).

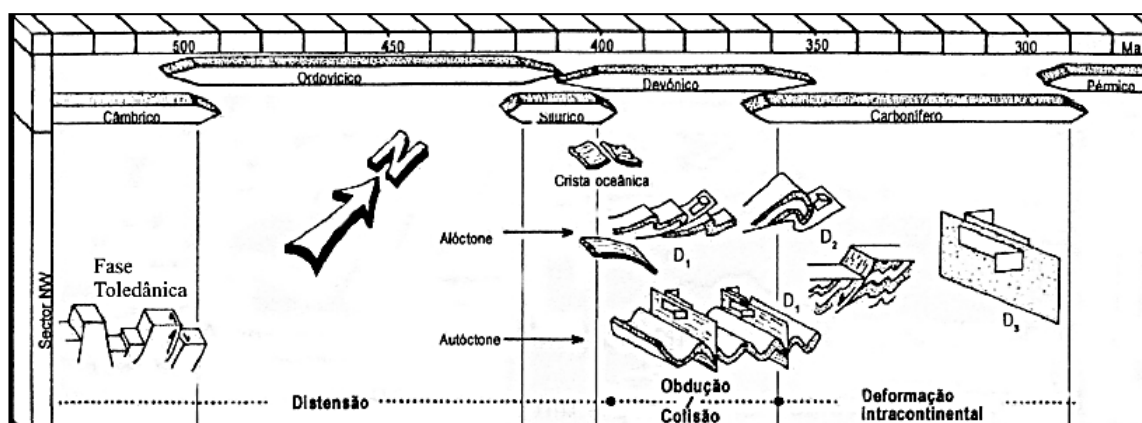


Fig. 7– Esquema representativo da evolução estrutural da ZCI durante a orogenia varisca (adaptado de Meireles, 2011).

2.7 Metamorfismo Varisco

A ZCI é caracterizada pela predominância de metassedimentos ante-ordovícicos face às ocorrências de metassedimentos do paleozóico. Estes metassedimentos (ante-ordovícicos), foram bastante afetados por metamorfismo regional (Aguado *et al.* 1993), existindo faixas com diferentes graus de metamorfismo.

Nos sectores mais internos do maciço ibérico, as antiformas de 3ª fase de deformação, coincidem em geral com áreas de alto grau metamórfico (Martínez *et al.*, 1988) Estas áreas, formam faixas paralelas de metamorfismo decrescente (isógradas), de direcção NW-SE (fig. 8), perpendicularmente a um eixo térmico, correspondente a granitos variscos de duas micas. As isógradas, decaem rapidamente (no espaço de poucos quilómetros) a partir do eixo térmico.

A estreita relação temporal e espacial entre as isógradas, plutonismo e deformação nas faixas metamórficas de alto grau metamórfico da ZCI, levou a que alguns autores a interpretassem como domos térmicos resultantes de metamorfismo de baixa pressão e alta temperatura (tipo Abukuna). No entanto, a existência de relíquias de distena e granada na Faixa Metamórfica Porto-Viseu, é uma forte evidência da existência de um evento de metamorfismo anterior, de pressão intermédia e alta temperatura (tipo Barroviano) (Valle Aguado *et al.*, 1993).

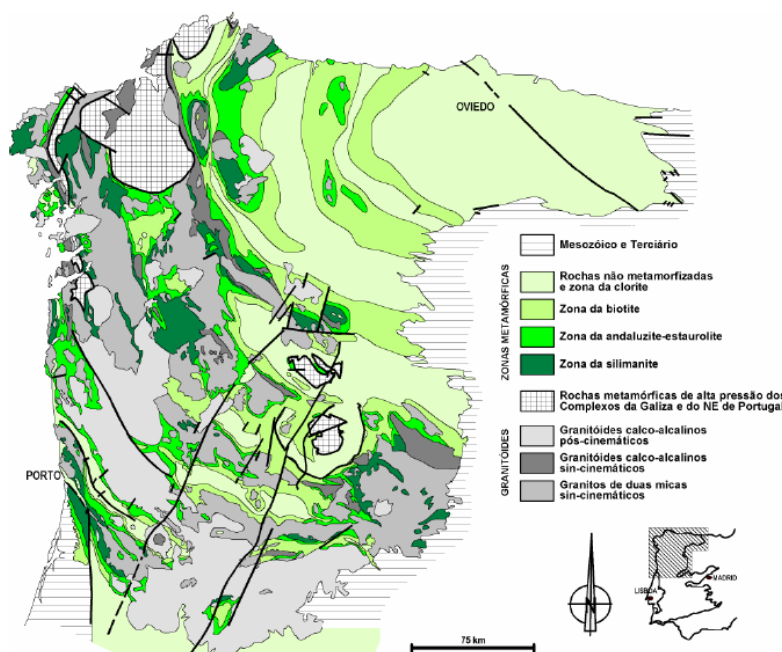


Fig. 8 - Distribuição das faixas metamórficas no noroeste do Maciço Ibérico (adaptado de Martínez *et al.*, 1988)

2.8 Geologia da zona cartografada: antecedentes bibliográficos

A área de estudo está cartografada como pertencente ao Supergrupo Dúrico-Beirão, está localizada na designada, por diversos autores, como Faixa Metamórfica Porto-Viseu (Schermerhorn, 1956; Oen, 1958, 1970; Reavy, 1987, 1989; Aguado *et al.*, 1993; Esteves *et al.* 2006,).

Os primeiros trabalhos de cartografia geológica da área de estudo estão integrados na publicação da Carta Geológica de Portugal à escala 1/50 000 – folhas 13-A e 13-B (bibliografia). Os autores descrevem as diversas litologias que afloram na área de estudo como uma zona onde afloraram apenas metassedimentos ante-ordovícicos do grupo do Douro, profundamente afetados pelo metamorfismo regional e pelos fenómenos de granitização (Teixeira *et al.*, 1962).

Mais recentemente foram efetuados na área em estudo trabalhos que relacionam o magmatismo, o metamorfismo e a deformação e apontam “uma zonalidade metamórfica indicadora de um forte gradiente térmico lateral, variando de Este para Oeste, numa extensão de apenas 500 metros, desde filitos nas zonas da clorite e da biotite, no sector mais afastado das massas graníticas e aplito-pegmatíticas, até micaxistos na zona da estaurolite-granada e nas zonas da distena e da silimanite restritas às zonas próximas das massas graníticas e aplitopegmatíticas (Ribeiro *et al.*, 2008a) e b).

Na área de estudo, distinguem-se 3 litologias distintas, que os mesmos descrevem sucintamente como:

- **Xistos e grauvaques:** Alternância de xistos argilosos finos, cinzentos e esverdeados com grauvaques finos e por vezes também com grés (Medeiros & Fernandes, 1964).
- **Xistos estaurolíticos:** Xistos com porfiroblastos de estaurolite, por vezes com 5 cm de comprimento, tornando-se responsáveis pela aspeto noduloso da rocha. Também se destaca a ocorrência de andaluzites, geralmente associadas à estaurolite, e que segundo os autores, parece resultar de processos metassomáticos aplicados na estaurolite (ibidem).
- **Conglomerados:** Ambas as litologias são frequentemente intercaladas por conglomerados, compostos essencialmente por calhaus de quartzo e quartzito bem rolados, e em melhor número, por calhaus de grauvaques e de xistos. Apresentam espessura variável, que pode ir entre os 20 a 100m (ibidem).

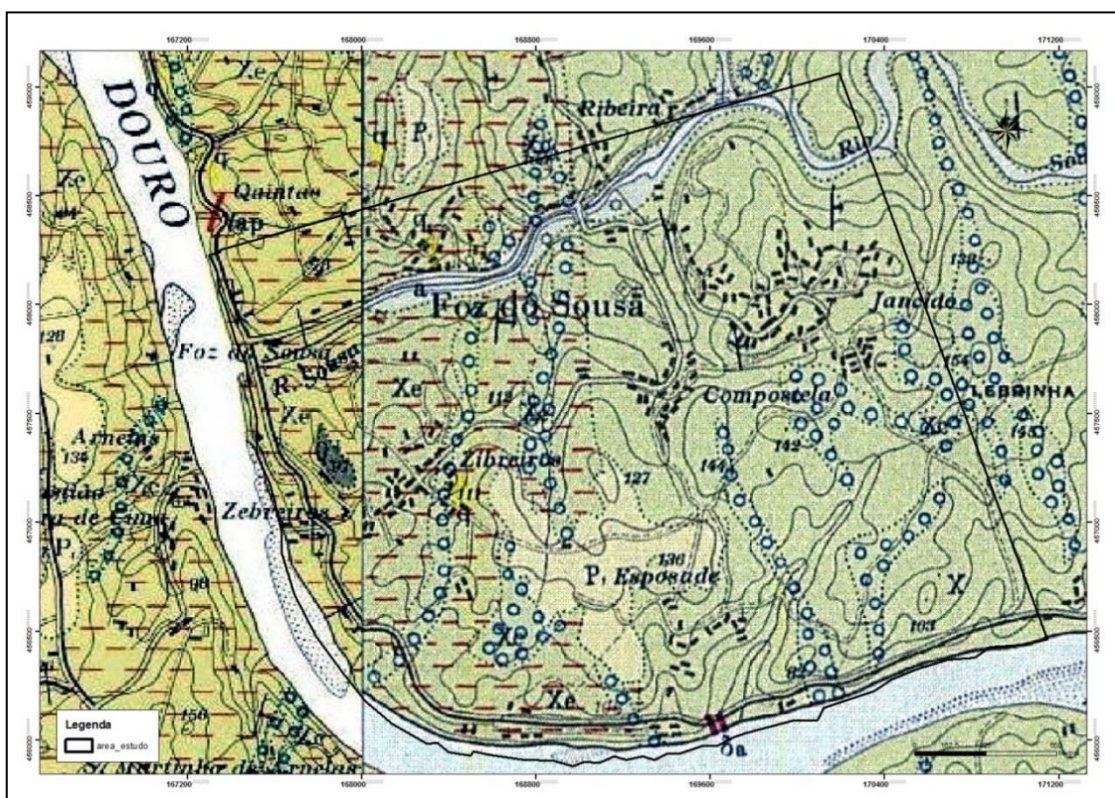


Fig. 9 – Excerto das cartas geológicas 13A – Espinho (à esquerda) e 13B – Castelo de Paiva (à direita) à escala 1/50000, correspondente à área de estudo.

Os trabalhos de investigações geológicas regionais permitiram a definição da designada Faixa Metamórfica Porto-Viseu, no qual se insere a área de estudo (fig.10).

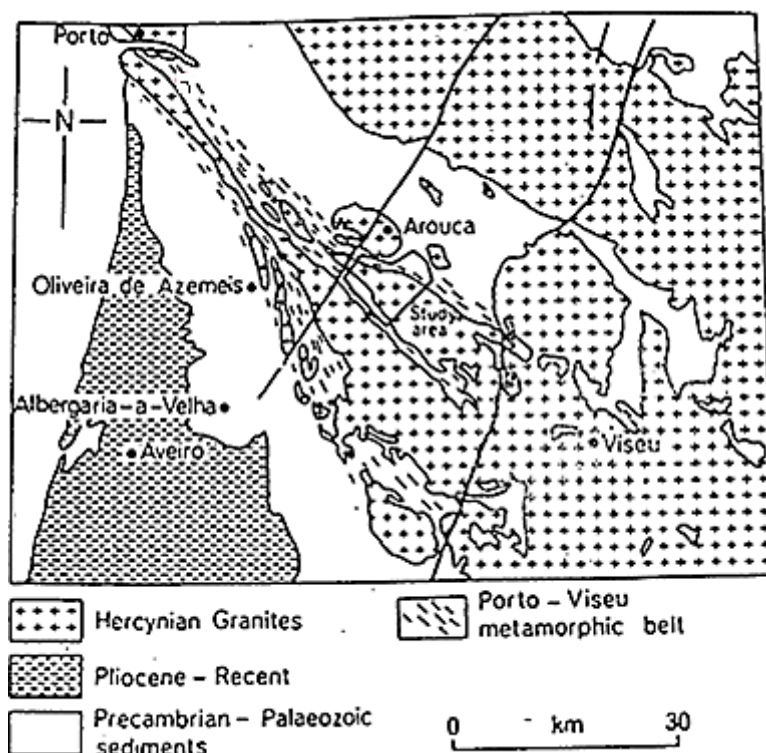


Fig. 10 - Mapa do norte e centro de Portugal com representação da Faixa metamórfica do Porto-Viseu, e a localização da área de estudo (retirado de Reavy, 1987).

A grande maioria dos trabalhos publicados sobre esta faixa é baseada em observações e dados recolhidos na zona de Viseu.

Oen (1958) estabelece uma relação entre o metamorfismo, a deformação e o magmatismo, com base em dados recolhidos na zona de Viseu, que foram usados para a publicação da carta geológica de Viseu à escala 1/50000, onde se podem tirar algumas dados importantes. Esse autor descreve a existência de vários estágios de metamorfismo, onde se podem estabelecer isógrads definidas pelo desenvolvimento de estauroлите, andaluzite, silimanite e biotite. A variação do grau de metamorfismo parece associada aos “*older granites*”, termo definido por Schermerhorn (1956), que recortam o anticlinal Porto-Viseu, e em que há uma zonalidade de decrescimento de grau metamórfico a partir dos granitos. Outro aspeto importante, são as evidências de uma fase de deformação anterior à principal fase de metamorfismo. Este tipo de deformação é frequentemente acompanhado por uma fase de metamorfismo dinâmico (de baixo grau metamórfico) que terá gerado extensas áreas de filitos e micaxisto na fácies de xistos verdes. O metamorfismo associado a esta fase de deformação, corresponde a um metamorfismo orogénico. O autor coloca ainda a hipótese das biotites encontradas abundantemente nas rochas da região pertencerem a esta fase

de metamorfismo dinâmico, afirmando que se trata de um dos constituintes mais antigos das rochas (Oen, 1958)

A existência de uma fase de deformação cisalhante é evidente através da observação de estruturas rotacionais, particularmente de porfiroblastos de estaurolite rotacionais (ibidem).

Em 1970, Oen propõe o termo plutonometamorfismo para expressar a relação espacial e temporal do metamorfismo com o grupo dos “*older granites*”. Na mesma publicação, Oen defende que o metamorfismo varisco é de baixa pressão e alta temperatura (tipo Barroviano) (Oen, 1970).

Porém, Atherton *et al.* (1974) mencionaram pela primeira vez, a ocorrência de distena e de granada na faixa metamórfica Porto-Viseu, nas proximidades de Cavernães. A paragénese mineral sugere um regime de maior pressão (Abukuma) do que o proposto por Oen (1970) (Atherton *et al.*, 1974).

Reavy (1987; 1989) admite a existência de duas fases de deformação varisca na Serra da Freita. Segundo este autor, a segunda fase de deformação, o metamorfismo de baixa pressão e o magmatismo granítico associado, estariam relacionados com uma importante zona de cisalhamento dúctil, esquerdo, de orientação NW-SE (Reavy, 1989)

Porém, Valle Aguado (1992) e Valle Aguado *et al.* (1993) identificam quatro fases de deformação no centro-norte de Portugal, relacionando as três últimas com zonas de cisalhamento regionais de idades e cinemáticas diferentes. Interpretam as paragénese de metamorfismo regional como resultado de um regime de pressão intermédia (tipo Barroviano), associado à 1ª fase de deformação, que terá evoluído para condições de baixa pressão durante as 2ª e 3ª fase.

Acciaioli (1997) descreve novas ocorrências de distena na Serra da Freita, interpretando-as no contexto do plutonometamorfismo.

Capítulo 3 - Unidades cartografadas – descrição litológica e estrutural

A atual cartografia geológica da área em estudo, publicada nas folhas 13A – Espinho (Teixeira, 1962) e 13B – Castelo de Paiva (Medeiros, 1963) da Carta Geológica de Portugal à escala 1/50000, considera que na área em estudo aflora uma única unidade, o Complexo Xisto-Grauváquico ante-ordovício (op. cit.). Esta unidade está diferenciada cartograficamente em “séries metamórficas derivadas” atendendo ao critério do grau metamórfico que, segundo os autores referidos, a unidade atingiu em diversos sectores da região.

No levantamento geológico efetuado com o objetivo de aprofundamento do conhecimento metamórfico e estrutural, optou-se por uma cartografia de base litológica e estrutural, pelo que se diferenciaram três unidades: A, B e C (fig. 11) com graus de metamorfismo e intensidade de deformação distinta, e que serão descritas ao longo deste capítulo (anexo 1).

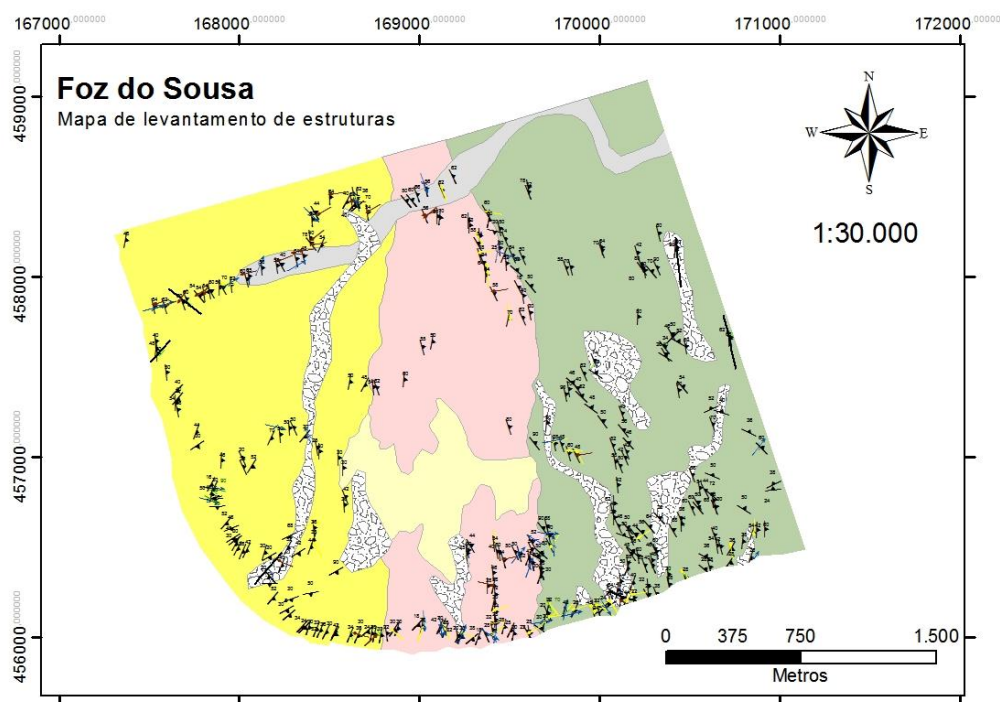


Fig. 11– Área de estudo com a representação das três unidades tectonometamórficas cartografadas.

3.1 Unidade A

3.1.1 Descrição litológica

Esta unidade A, localizada a Oeste da área de estudo, corresponde à fácies metamórfica de mais alto grau metamórfico e com maior intensidade de deformação observada. Nesta unidade, afloram essencialmente micaxistos, por vezes intercalados com quartzofilitos e com metaconglomerados. Apesar de se tratar da mesma litologia,

distinguem-se dois tipos de micaxistos diferentes com base na granularidade e abundância dos porfiroblastos de estauroлите e biotite respectivamente: micaxisto estaurolítico e micaxisto biotítico.

Os micaxistos mais abundantes são os estaurolíticos, e afloram em quase toda a unidade. A designação aplicada advém do facto de ocorrerem abundantes estaurolites, de dimensões variáveis, desde estaurolites com mais de 5cm de comprimento (segundo o eixo maior) e estaurolites de menores dimensões (menos de 0,5cm), sendo que algumas adquirem formas de bordos arredondados, já no extremo Este da unidade. Assim, salienta-se a ocorrência da diminuição da granularidade das estaurolites para Este, coincidente com a aproximação do contacto entre a unidade A e B. A redução da granularidade do grão da estauroлите é gradual e acontece em algumas centenas de metros. Os micaxistos estaurolíticos apresentam uma xistosidade penetrativa, muito regular e que se observa nitidamente em toda a unidade. A xistosidade principal contorna sempre os porfiroblastos de estauroлите, conferindo uma textura ocelada à litologia. Este aspeto é especialmente visível no afloramento junto à foz do rio Sousa, onde os porfiroblastos de estauroлите são de grandes dimensões (> 5cm segundo o eixo maior) (fig. 12).

A xistosidade principal corresponde a um S_n , porque observa-se frequentemente no campo a ocorrência de uma xistosidade anterior (S_{n-1}) dobrada pela S_n . A xistosidade será descrita em pormenor no ponto dedicado à deformação.

A textura ocelada observada no afloramento da foz do rio Sousa, é bastante visível, porque é observada perpendicularmente ao plano de foliação. Este plano, particularmente quando é paralelo à lineação mineral que se observa sobre a foliação, permite observar aspetos deformacionais dados pelas estaurolites, bem como por outros filões de quartzo, importantes para a interpretação da deformação incidente sobre estas litologias. As estaurolites, geralmente muito deformadas, formam sistemas de porfiroblastos do tipo sigma (fig. 13) e delta (fig. 14), frequentemente com caudas de recristalização dinâmica em quartzo (fig. 14A). A distinção dos diferentes sistemas de porfiroblastos é realizada geralmente nas estaurolites de maiores dimensões.

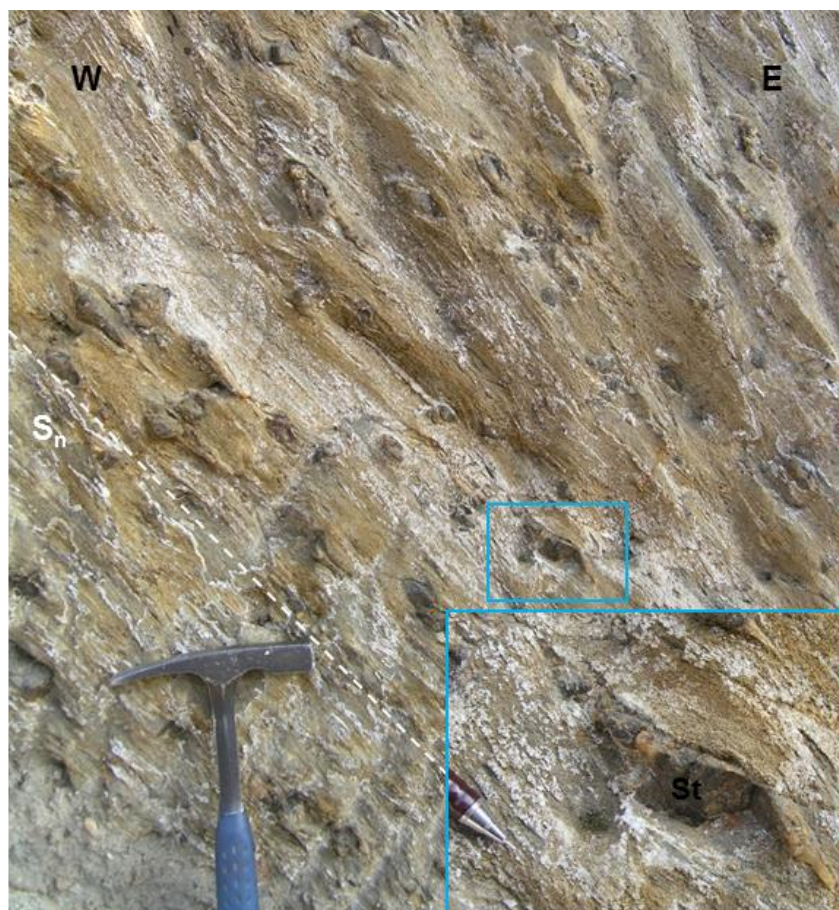


Fig. 12 – Fotografia do micaxisto estaurolítico com destaque para a abundância e tamanho dos porfiroblastos de estaurolite frequentemente cisalhados, observado no afloramento da barreira da EN108, junto à foz do rio Sousa.

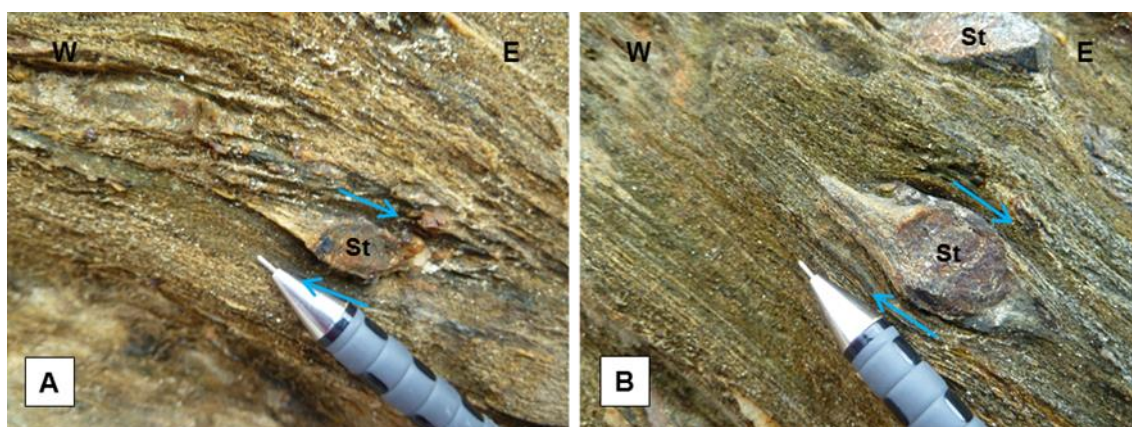


Fig. 13 – Sistema de porfiroblastos de estaurolite com geometria do tipo sigma, contornadas pela foliação principal dos micaxistos. A – Porfiroblasto de contornadas pela foliação; B – Porfiroblasto de estaurolite euédrica com caudas de recristalização dinâmica em quartzo.

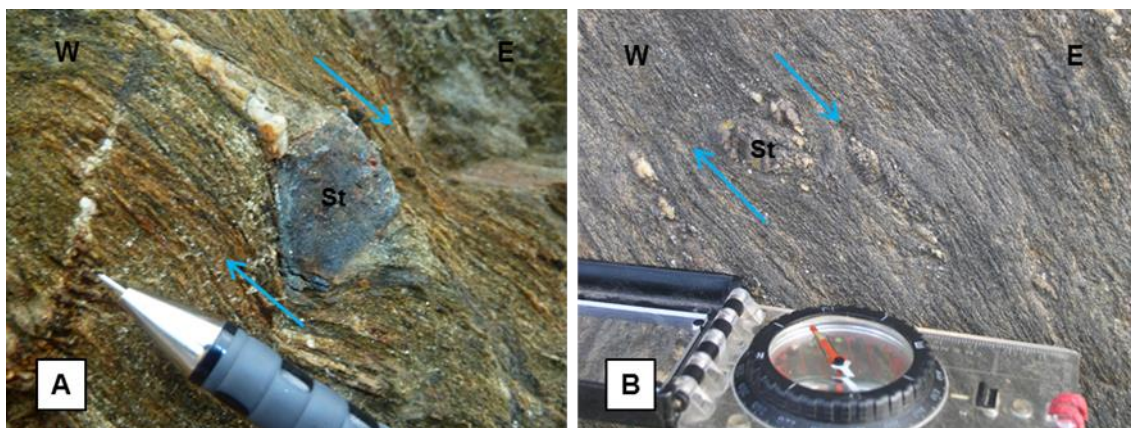


Fig. 14- Sistemas de porfiroblastos de estaurolite do tipo delta, contornadas pela foliação principal em micaxisto, com movimento de topo para Este. A – Porfiroblasto de estaurolite euédrico, rotacional com movimento de topo para Este e caudas de recristalização dinâmica em quartzo; B – Porfiroblasto de estaurolite rotacional com caudas de recristalização dinâmica em quartzo. Note-se o carácter marcadamente rotacional da deformação evidenciado pelo enrolamento da cauda de recristalização dinâmica em torno do porfiroblasto de estaurolite.

O plano da foliação constitui um bom plano para se observarem lineações. A lineação, bem visível nesta unidade, corresponde geralmente a lineações minerais dado pelo alinhamento de micas ou por fibrosidades de minerais de hábito prismático (silimanite?). A lineação observada e cartografada corresponde a uma lineação do tipo *dip-slip*, ou seja, ocorre segundo a linha de maior inclinação do plano.

Nos micaxistos estaurolíticos observam-se, com muita frequência, filões e filonetes de quartzo metamórfico a preencher zonas de fratura, com espessuras variáveis, desde centimétricos a métricos. Geralmente, os filões de quartzo ocorrem muito deformados, em forma de *boudins* (fig. 15A) ou paralelizados com S_n (fig. 15B). Quando contornados pela foliação principal, reforçam o aspeto ocelado dado também pelas estaurolites. A deformação cisalhante que afetou estas estruturas indica movimento de topo para Este.

Para além dos filões de quartzo deformados, ocorrem com menor frequência alguns níveis de uma rocha que numa primeira impressão, devido à sua tonalidade esverdeada, pareceu tratar-se de níveis de rocha calcossilicatada. Porém o estudo petrográfico de uma amostra destes níveis permitiu verificar que se trata de níveis de rocha quartzítica impura, e que surgem sempre deformados, por vezes dobrados ou alinhados paralelamente ao S_n , de possanças que não ultrapassam em geral os 10cm (fig. 16).

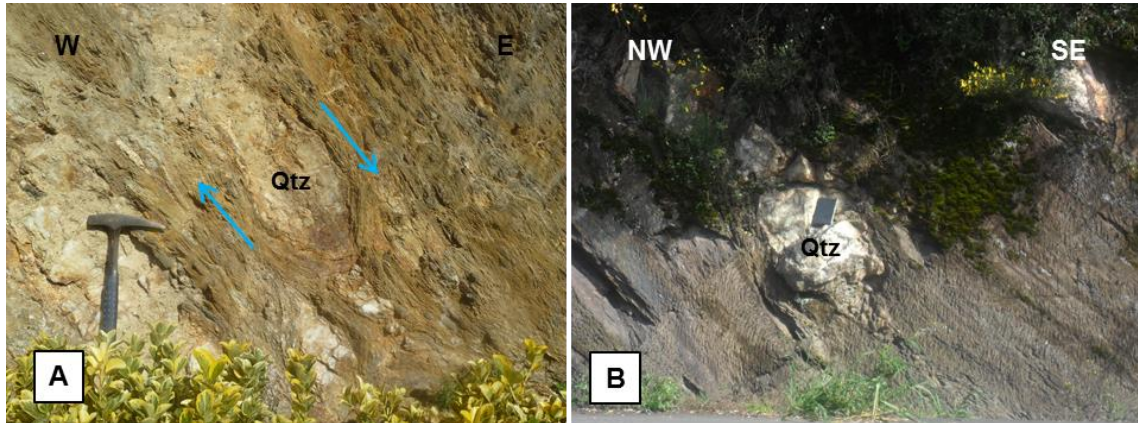


Fig. 15 - Filões de quartzo em micaxistos estaurolíticos, paralelos a S_n . A- Filão de quartzo de possança decimétrica boudinado; B - Filão de quartzo metamórfico de possança métrica não deformado.



Fig. 16 – Níveis de rocha quartzítica impura com S_0 transposto e já paralelo a S_n em micaxistos estaurolíticos.

Os micaxistos estaurolíticos, como foi referido anteriormente, apresentam intercalações de outras litologias, nomeadamente metaconglomerados, níveis quartzíticos, quartzofilitos e xistos negros.

Os metaconglomerados ocorrem em longas e estreitas faixas, que ocorrem em toda a unidade. São constituídos por clastos de quartzo e quartzito, muito deformados.

Alguns aspetos da deformação visível nestes níveis metaconglomeráticos merecem ser salientados. Um dos níveis de metaconglomerados que aflora em Zebreiros apresenta clastos muito alongados (com cerca de 10cm de comprimento), análogo à da estrutura de um lápis, que permite distinguir nitidamente um *fabric* linear.

Os clastos estão em contacto direto uns com os outros, não havendo praticamente matriz envolvida, sendo o metaconglomerado do tipo clasto suportado

(fig. 17). Junto a este mesmo metaconglomerado, observa-se um segundo metaconglomerados também muito alongado, mas com clastos não tão bem individualizados, tornando-se semelhante a um nível de quartzito muito deformado e cataclasado, devido a um sistema de fraturas perpendiculares entre si, que formou uma “espécie” de clastos sobrepostos uns sobre os outros, sem qualquer tipo de matriz na sua constituição. Estes metaconglomerados, ocorrem na base do afloramento, porém os metaconglomerados que ocorrem no topo, apresentam granularidade inferior e são menos alongados e mais achatados que os da base, podendo concluir-se sobre a evidente heterogeneidade na deformação interna da unidade. Os metaconglomerados até aqui descritos, correspondem à faixa mais a Oeste da unidade.

Ainda nesta unidade, distinguem-se outros metaconglomerados, de granularidade inferior (até 5 cm de comprimento), geralmente mais achatados e menos alongados que os anteriores, definindo um *fabric* essencialmente planar. Tal como os anteriores, estes clastos são essencialmente de quartzo e quartzito sem matriz, ou seja são metaconglomerados clasto suportados. Estes metaconglomerados são em geral muito semelhantes aos metaconglomerados observados no topo do afloramento de Zebreiros.

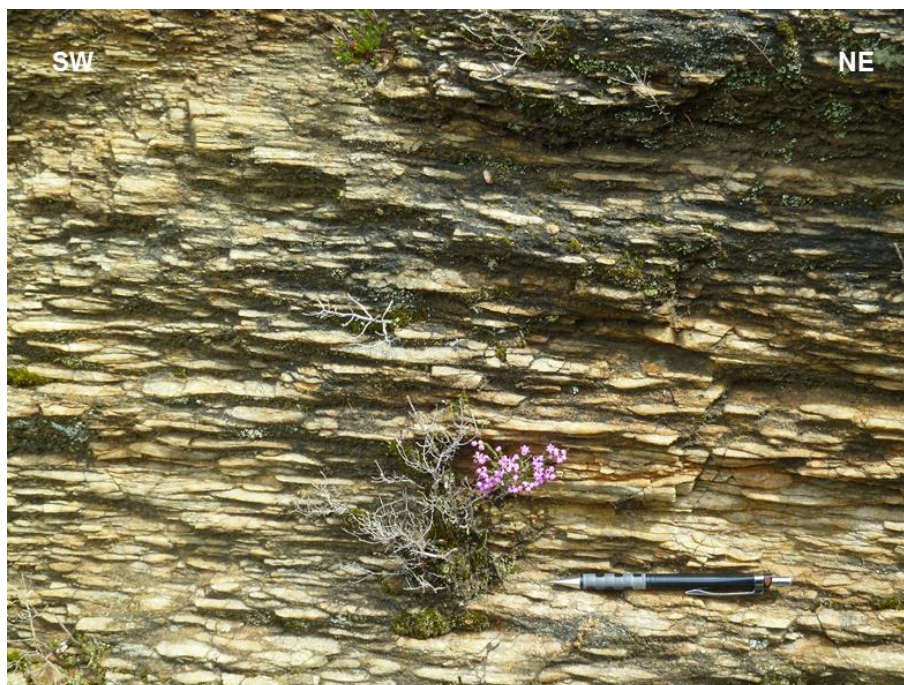


Fig. 17 – Metaconglomerado formando um tectonito do tipo L, com clastos de quartzo e quartzito, observado no afloramento em Zebreiros, junto à EN108.

Os quartzofilitos e xistos negros observam-se no setor sul da unidade, bem visíveis no afloramento da barreira da EN108, próximo do contacto com a unidade B. Ocorre numa barreira com cerca de 100m de comprimento, e surgem intercalados com os micaxistos estaurolíticos, onde são ainda visíveis estaurolites, de dimensões menores, face às descritas no afloramento da foz do rio Sousa. O quartzofilito apresenta uma tonalidade esverdeada, dada pela disseminação de sulfuretos (fig. 18).

A ocorrência de sulfuretos pode indiciar tratar-se de níveis com contribuição vulcanogénica, intercalada com o micaxisto estaurolítico. Esta litologia repete-se na mesma barreira da EN108, a uma distância de poucas centenas de metros para Este.

Para Este destes níveis com eventual contribuição vulcanogénica, ocorrem novamente micaxistos, mas agora sem evidência da ocorrência de estaurolite e com abundância de biotite, bem visível à vista desarmada (fig. 19). Nesta litologia, a xistosidade principal é S_n , tal como a foliação dos micaxistos estaurolíticos. Estes micaxistos correspondem assim a micaxistos biotíticos que ocorrem numa estreita faixa, em contacto com a unidade B.

A ocorrência de dois micaxistos de composições mineralógicas distintas permite estabelecer nesta unidade uma isógrada que separa uma zona onde ocorre essencialmente estaurolite da zona onde passa a ocorrer biotite.



Fig. 18 – Quartzofilito intercalado com xistos negros, de tom esverdeado, dado pela disseminação de sulfuretos com foliação principal S_n , observado num afloramento junto a EN108.



Fig. 19 – Amostra de mão do micaxisto biotítico com foliação principal S_n , com destaque para a abundância de biotites, observáveis à vista desarmada, observado junto à EN108.

3.1.2 Deformação

Na zona de estudo, são observadas com frequência, estruturas geradas pela deformação que afetou esta unidade. Porém para além de identificar as estruturas deformadas, é importante perceber se as várias estruturas são o resultado de uma única fase de deformação ou se resultam da atuação de várias fases de deformação.

Uma estrutura geralmente utilizada para este fim é a foliação porque corresponde à estrutura mais penetrativa observada em qualquer volume de rocha.

Por esta razão considera-se como a estrutura de referência para a definição das fases de deformação. Para além da definição das fases de deformação, o estudo da foliação permite também estabelecer o período de crescimento relativo dos minerais metamórficos, principalmente dos porfiroblastos (Passchier & Trouw, 1996), no que habitualmente se designa por relações blastese/deformação.

No campo, nem sempre é possível observar estruturas suficientes que permitam definir com clareza uma sequência de tal forma que nos permita definir uma foliação como S_1 , S_2 ou S_3 (fig. 20). Assim sendo, na mesoescala opta-se frequentemente por outra designação em que a foliação principal corresponde ao S_n . Depois todas as estruturas serão classificadas como anteriores ou posteriores a esta. Por exemplo toda as dobras intrafoliais que se apresentem como uma foliação anterior dobrada e existente em *microlithons* na foliação principal são designadas por S_{n-1} . Por outro lado, quando o S_n está dobrado define uma nova fase de deformação posterior a S_n e que corresponde a S_{n+1} , e assim sucessivamente. Cada uma das superfícies planares identificadas no campo define uma fase de deformação, ou seja, S_{n-1} define a

fase de deformação F_{n-1} , S_n define a fase de deformação F_n e S_{n+1} define F_{n+1} . Esta designação corresponde à aplicada no campo e apresentada na descrição litológica efetuada anteriormente. Neste tópico, faremos a conversão desta designação para facilitar a compreensão das fases de deformação que afetaram esta unidade.

Na descrição litológica apresentada anteriormente, foram apresentadas várias estruturas planares. Na foz do rio Sousa, foram observados níveis de quartzitos impuros dobrados intercalados nos micaxistos estaurolíticos com plano axial paralelo a S_n . A ocorrência de um nível quartzítico impuro dobrado e com plano axial paralelo à foliação principal sugere tratar-se de um plano de estratificação S_0 afetado pela fase deformação principal (F_n), que permitiu a deformação e orientação destas estruturas paralelamente às estruturas geradas na F_n . A foliação S_n nítida em toda a unidade, afetou uma foliação anterior evidente nas dobras intrafoliais (S_{n-1}). Por sua vez, o S_n surge frequentemente crenulado, resultado da atuação de uma fase de deformação posterior (S_{n+1}).

Assim sendo, dada a ocorrência de S_0 , é possível definir S_{n-1} como S_1 , S_n como S_2 e a crenulação S_{n+1} como um evento pós- F_2 , que apesar de frequente não teve intensidade suficiente para a formação de uma nova foliação.

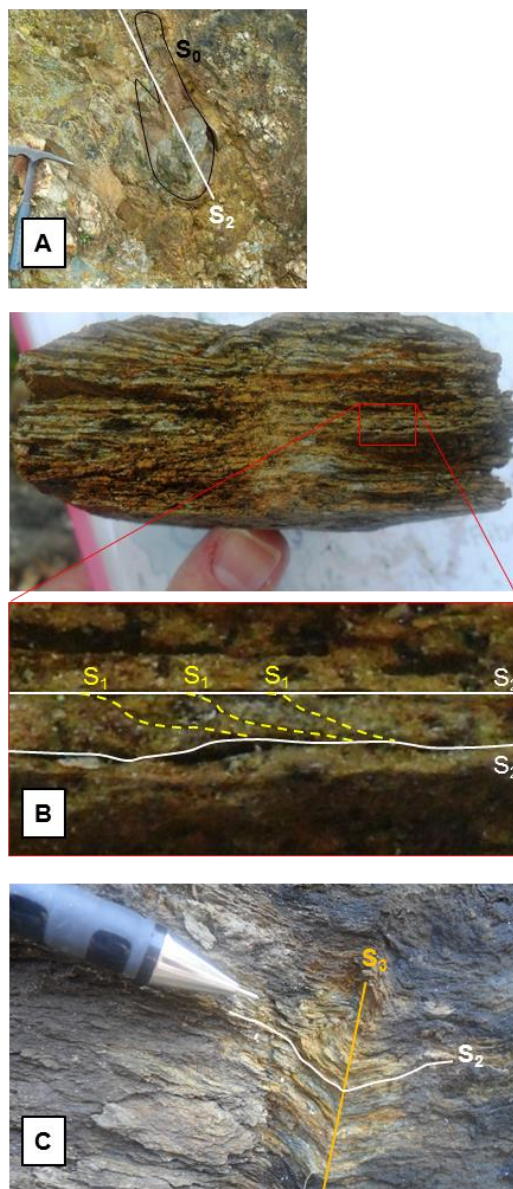


Fig. 20 - Esquema com a sucessão de fases de deformação observadas na unidade A; A – Dobra em quartzito impuro intercalado em micaxisto que representa o plano de estratificação dobrado com plano axial paralelo ao S_2 , donde se conclui que foi reorientado pela F_2 ; B – Micaxisto biotítico com foliação S_1 , transposta por S_2 ; C – Micaxisto com sulfuretos disseminados com S_2 crenulada pela deformação pós- F_2 .

F₁

A fase de deformação F_1 presente em toda a unidade é identificada essencialmente pela ocorrência de uma foliação interna em *microlithons* limitados por S_2 . A dificuldade na caracterização geométrica de F_1 é dada pela intensidade de deformação da F_2 observada nesta unidade, que mascara a deformação causada por F_1 . Porém, a observação de uma foliação anterior permite distinguir duas fases de deformação, a F_1 e a F_2 .

F₂

Estruturas planares de F_2

As estruturas geradas durante F_2 correspondem às estruturas com maior expressão espacial, constituindo a principal fase de deformação que afetou esta unidade. Este facto é explícito pelo amplo leque de estruturas planares e lineares observadas no campo, e que permitem caracterizar a F_2 .

Como foi mencionado anteriormente, a foliação constitui a estrutura mais importante em toda a área, possibilitando a comparação das foliações das várias unidades, bem como a relação com outras estruturas, potenciando assim os dados obtidos. Como foi descrito na descrição litológica, a foliação S_2 corresponde a uma xistosidade de fluxo, muito regular e de espaçamento fino, marcado pela orientação preferencial dos filossilicatos de granularidade individualizada a olho nú. A abundância de afloramentos nesta unidade e a nitidez desta estrutura nos micaxistos, possibilitou a recolha de muitas atitudes de xistosidades, que surgem representadas na projeção estereográfica da figura 21. A projeção estereográfica das medições efetuadas no campo revelou a ocorrência de dois picos de concentração das medições, que se traduzem nos dois planos representados.

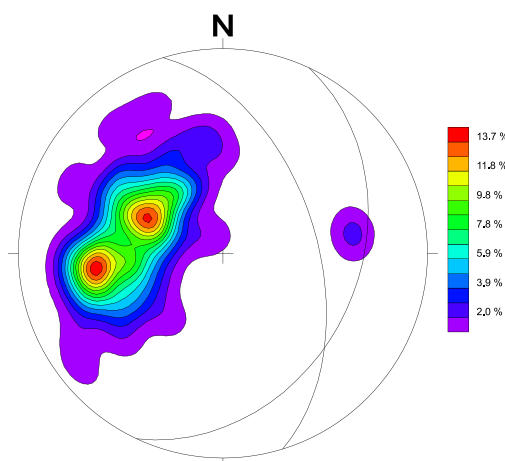


Fig. 21 – Diagrama de densidade de pólos para as medições de S_2 na Unidade A. As duas concentrações máximas de medições correspondem a dois planos médios com atitude N25°/34°SE e N343°/52°NE (n=102). Projeção no hemisfério inferior da rede de *Schmidt*.

A intensidade de S_2 dificulta por vezes a observação de dobras intrafoliais e de planos de cisalhamento bem como a medição das atitudes, porém é possível observar pontualmente a ocorrência destas, geralmente com formas assimétricas e onde é possível constatar que o plano axial destas dobras coincide com a foliação S_2 . Para além das dobras intrafoliais, observam-se frequentemente a ocorrência de filões/filonetes de quartzo e bancadas de quartzito dobrados por F_2 . A associação das dobras de filões/filonetes de quartzo e de bancadas de quartzito com a F_2 é realizada com base na orientação do plano axial com S_2 ou a orientação das estruturas paralelamente a S_2 respetivamente. Esta constatação constitui um bom indicador de que ambas as estruturas são ante a sin- F_2 porque foram reorientadas pela mesma fase de deformação que formou o S_2 .

As dobras observadas nesta unidade correspondem a dobras isoclinais de possança variável, desce centimétrica a decimétricas observadas em distintas litologias, nomeadamente quartzito e quartzo (fig. 22).

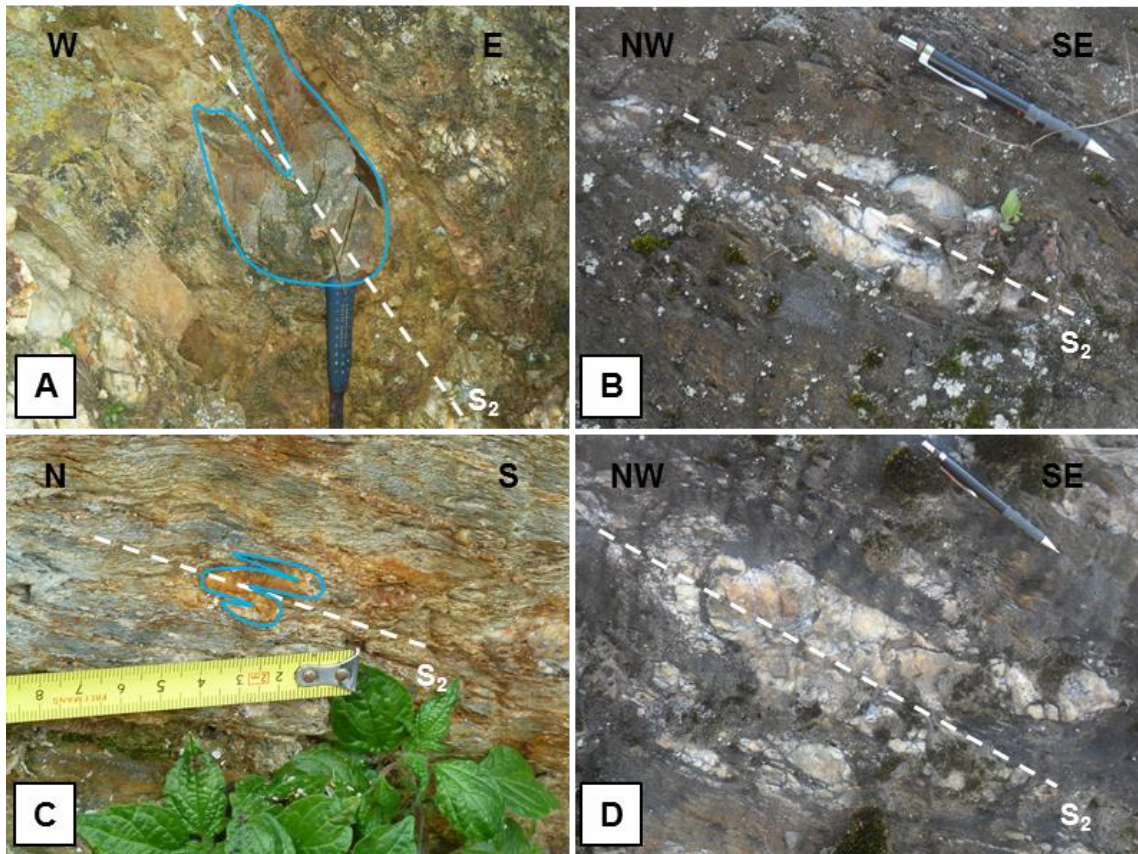


Fig. 22 - Dobras em quartzo metamórfico, com plano axial paralelo ao S_2 . A – Dobra isoclinal em quartzito (indicador de S_0) com plano axial paralelo a S_2 ; B, C e D – Dobra isoclinais em quartzo com plano axial paralelizado com S_2 .

A projeção estereográfica dos planos axiais das dobras de F_2 revela uma ligeira variação na atitude. Tal facto, havia sido já avançado no campo devido com a observação dos filões/filonetes de quartzo metamórfico que ocorrem variavelmente deformados e assimétricas, onde se distinguem planos axiais com atitudes distintas por vezes no mesmo afloramento e/ou variando gradualmente ao longo da unidade. Por esta razão, é comum que se registem variações na atitude do plano axial das dobras de F_2 , tal como se observa na projeção estereográfica da fig. 23.

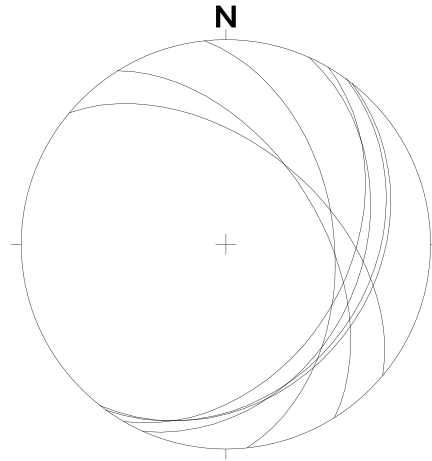


Fig. 23 - Projeção estereográfica de planos axiais de dobras de estilo isoclinal atribuídas a F_2 (ver fig. 22) ($n=7$). Compare-se as projeções dos planos axiais com a projeção dos planos médios da foliação (diagrama da fig. 21).

Os filões de quartzo ocorrem muitas vezes boudinados (fig. 24) geralmente com possanças maiores, e concordantes com S_2 , que se observam particularmente na foz do rio Sousa.

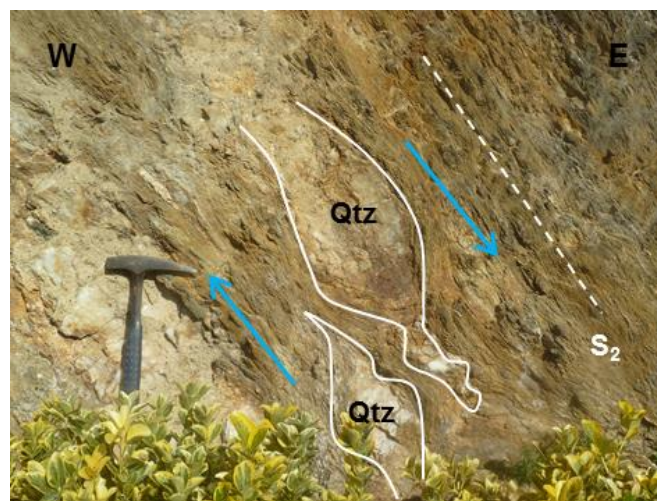


Fig. 24 - Estrutura boudinadas em quartzo metamórfico com movimento de topo para este disposto paralela ao S_2 e de possança métrica e, observadas junto à EN108.

A observação destas estruturas, planos de cisalhamento, dobras assimétricas e ainda os sistemas de porfiroblastos de estaurolite permitem definir esta fase de deformação como sendo uma fase de carácter marcadamente não-coaxial.

Estruturas lineares de F_2

Vários autores referem que algumas estruturas lineares podem fornecer importantes indicações sobre a cinemática ou um padrão de movimento durante a deformação. Assim sendo, torna-se imperativo a colheita de dados de elementos lineares que permitam obter algumas conclusões.

Na área em questão, são identificadas algumas estruturas lineares geradas em regime dúctil, nomeadamente as lineações minerais e de intersecção, eixos maiores de estauroclitos e dos clastos nos metaconglomerados e eixos de dobras mesoscópicas.

A lineação mineral (L_{min}) corresponde a agregados de minerais prismáticos alinhados preferencialmente (fig. 25). As lineações minerais observadas no campo correspondem essencialmente fibrosidades minerais, destacando-se por vezes no plano da foliação S_2 e outras vezes menos nítida devido à ocorrência de mica branca de grandes dimensões, de blastese posterior a F_2 que tende a mascarar a lineação mineral dessa fase. A lineação mineral ocorre segundo a linha de maior inclinação da foliação S_2 .

É importante salientar a frequência e nitidez desta lineação que corresponde a uma das estruturas mais importantes observadas no campo.

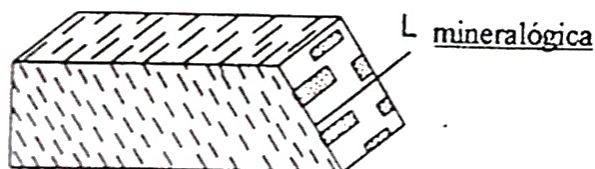


Fig. 25 – Representação esquemática da lineação mineral sobre o plano da foliação S_2 .

A L_{min} corresponde a uma lineação frequentemente observada no campo. Porém, a patine micácea que cobre o plano da foliação, mascara a lineação. Por este motivo, e para evitar a recolha de dados incorretos, foram registadas apenas as L_{min} nítidas. Porém é possível observar pelos dados projetados, que existe uma baixa dispersão dos dados lineares, que permite ajustar de uma forma mais fidedigna um plano que se adapte aos dados (fig. 26). A projeção desse plano apresenta uma atitude $N354^\circ E/50^\circ NE$, e que coincide com o plano médio de S_2 .

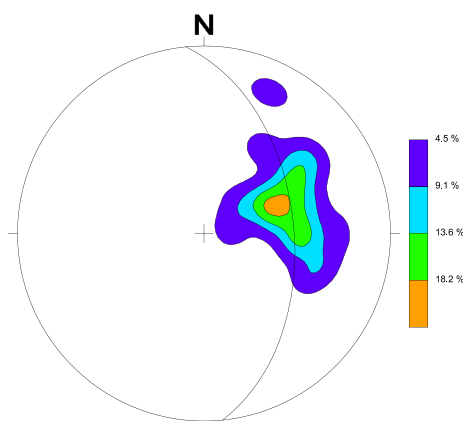


Fig. 26 - Diagrama de densidade de medições para a fibrosidade mineral sobre S_2 na unidade A ($n=22$). De referir a baixa dispersão das medições em torno de um valor médio de $55^\circ \rightarrow N70^\circ$. A guirlanda de ajuste à distribuição das medidas da lineação mineral é, tal como seria de esperar, coincidente com a atitude média do plano de S_2 nesta unidade.

Para além da L_{\min} , são observadas no campo outras estruturas lineares muito muito vincadas, observada nos metaconglomerados e nas estaurolites. A colheita de dados lineares correspondentes ao eixo maior dos clastos dos metaconglomerados e ao eixo maior de um cristal prismático (estaurolite) permitirá verificar se existe uma relação entre a orientação preferencial destes com outros *fabrics* da rocha, nomeadamente a fibrosidade mineral em S_2 .

No caso das estaurolites, foi medido o eixo maior das estaurolites, que estava em todos os casos sobre o plano da foliação, tal como observado na figura 27. O estudo de orientações preferenciais nesta unidade já foi levado a cabo em trabalhos anteriores (Fernandes *et al.*, 1998).

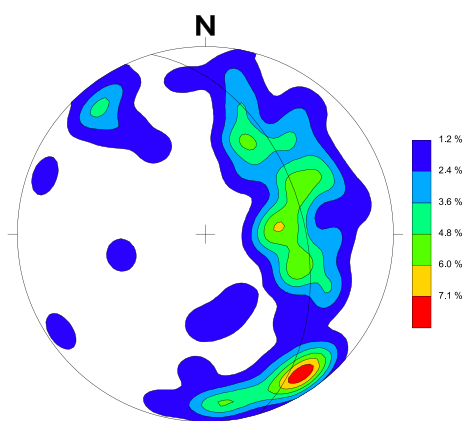


Fig. 27 - Diagrama estereográfico dos eixos maiores dos cristais de estaurolite ($n=84$). A disposição espacial destes cristais mostra uma relação geométrica com o plano de S_2 , tal como pode ser comprovado pela inclusão na figura da guirlanda corresponde à distribuição as medições lineares.

Os metaconglomerados da zona apresentam em geral um estiramento e achatamento muito acentuado, tal com evidenciado na figura 28. Quando os clastos apresentam um alongamento muito grande e quase nenhum achatamento, são designados em geral por tectonitos do tipo L. Quando o achatamento dos clastos constitui um aspeto mais acentuado que o alongamento, são designados por tectonitos do tipo S. Quando existem as duas componentes, coloca-se em primeiro a letra correspondente à característica mais vincada, seguido da outra letra, como por exemplo tectonitos do tipo SL (Fossen, 2010).

Nesta unidade em específico, são evidenciadas geralmente clastos com um alongamento muito acentuado, nomeadamente os do tipo L, observados junto à povoação de Zebreiros. À exceção destes todos apresentam em geral um achatamento bastante acentuado em relação ao alongamento, sendo classificados por tectonitos do tipo SL. O alongamento destes está projetado no diagrama da figura 29, sendo evidente a baixa dispersão da atitude do eixo maior. A atitude do plano que melhor se ajusta à projeção dos dados revela uma semelhança em relação ao plano da L_{min} .

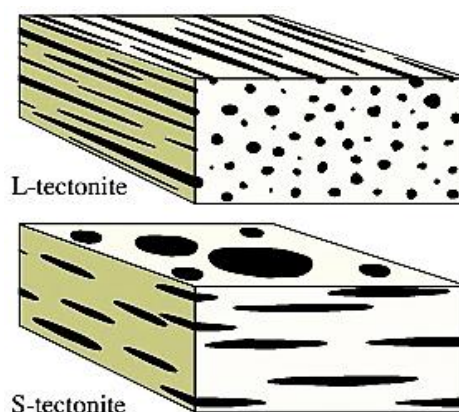


Fig. 28 - Tectonitos do tipo L e S, sendo que os do tipo L apresentam um estiramento evidente, enquanto os do tipo S apresentam achatamento nítido.

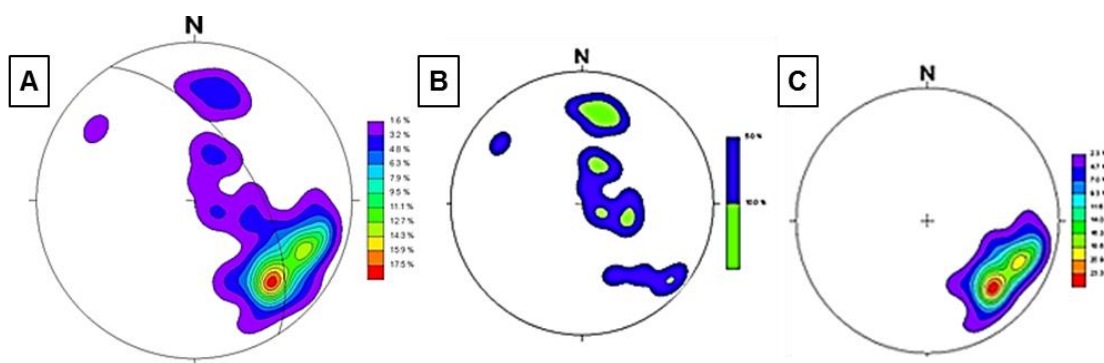


Fig. 29 – Diagrama de projeção dos eixos maiores dos metaconglomerados. A – Diagrama com eixos maiores dos metaconglomerados da unidade A (n=63). B – Diagrama com os eixos maiores dos metaconglomerados no setor nordeste da unidade (n=20). C – Diagrama com eixos maiores dos metaconglomerados da faixa mais a oeste (n=43).

Para complementar a informação apresentada sobre as dobras geradas em F_2 , optou-se por projetar os eixos das dobras (fig. 30), que correspondem essencialmente aos filões/filonetes de quartzo observados no campo, e dos quais se apresentam algumas figuras, nomeadamente a figura 22. A baixa densidade de dados não permite retirar conclusões significativas.

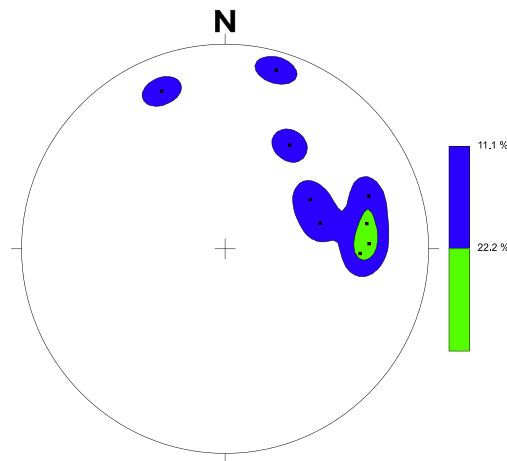


Fig. 30 - Diagrama estereográfico para os eixos de D_2 . Estas dobras são as que se referem como tendo, geralmente, geometria isoclinal ($n=9$).

Deformação Pós- F_2

Estruturas planares

Após a atuação de F_2 , ocorreu uma deformação menos intensa que a anterior e que originou crenulações pontuais que afetam S_2 , geralmente assimétricas e de comprimentos de onda centimétrico a decimétrico (fig. 31).

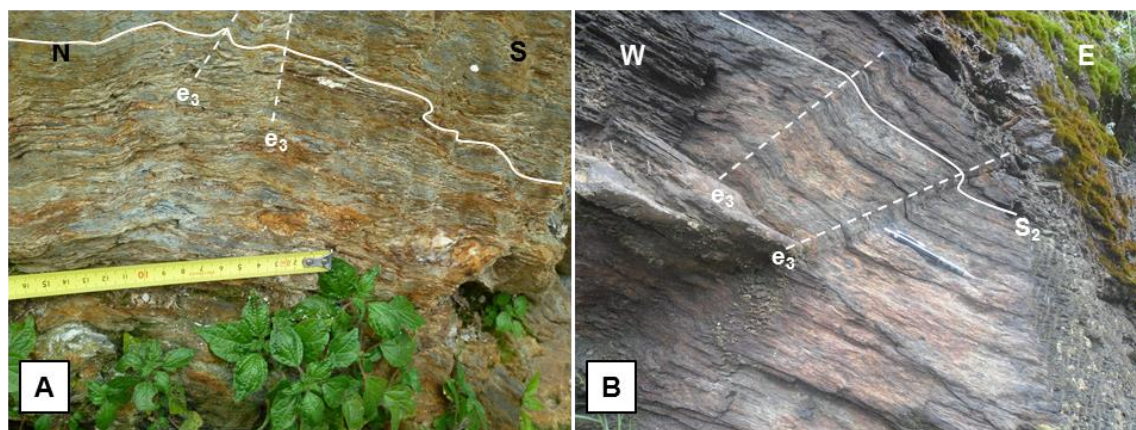


Fig. 31 – Crenulação em S_2 . A – Micaxisto estaurolítico com sulfuretos disseminados observado na EN108; B – Micaxisto estaurolítico observado na E614-3.

Foram recolhidos alguns dados correspondentes às dobras mais acentuadas observadas na unidade. A figura 32 representa os planos axiais medidos na unidade.

O baixo número de medições e a dispersão apresentada não permite tirar conclusões significativas.

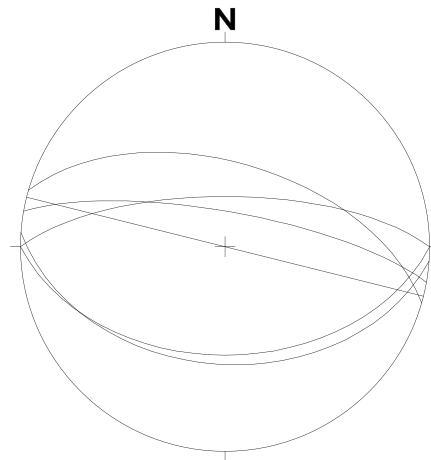


Fig. 32 - Traços estereográficos de planos axiais de crenulações pós-F₂ (n=6). Estas dobras, que surgem como crenulações em S₂, podem ser vistas na fig. 31.

Estruturas lineares

De igual forma, também a projeção dos eixos das crenulações pós-F₂ (fig. 33) apresentam um reduzido número de medições e igual dispersão, o que não permite retirar conclusões relevantes.

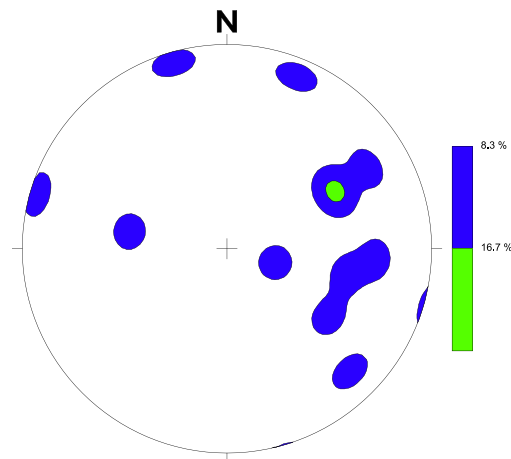


Fig. 33 - Diagrama de densidade de medições para os eixos de crenulações pós-F₂ (n=12).

Deformação frágil tardia

Falhas

Nesta zona, destaca-se a ocorrência de três falhas. Uma é oblíqua à foliação principal (S_2) com estruturas de arrasto, indicadores de movimentação da falha, com movimento de topo para W. O plano de falha tem atitude N340°E/40°NE. Um pouco a sul desta falha, ocorre uma segunda de atitude N40°E/subvertical. Junto aos metaconglomerados do tipo L, é observada também uma falha de atitude N220°E/80°NE.

3.2 Unidade B

3.2.1 Descrição litológica

A unidade B localiza-se a este da unidade A, e corresponde a uma estreita faixa onde afloram rochas de menor grau metamórfico que as da unidade A. Nesta unidade, afloram essencialmente filitos biotíticos com intercalações menores de níveis quartzováquicos e de metaconglomerados. Apesar de ocorrerem filitos na unidade mais a Este desta, como se virá a referir no tópico dedicado a essa unidade, estes filitos distinguem-se dos restantes devido a ocorrência de porfiroblastos de biotite bem desenvolvidos e frequentemente observados no campo e que se observam por vezes deformados ou paralelos à foliação mais antiga, S_{n-1} .

Os filitos são constituídos essencialmente por quartzo e filossilicatos (mica branca e biotite), de granularidade fina e que se dispõem em bandas composicionais pontualmente divisíveis na mesoescala. A alternância entre as bandas Q e M é muito fina e regular, de forma que obtemos na mesoescala uma foliação do tipo xistosidade de fluxo, muito penetrativa e facilmente identificada no campo (Figura 34A). A foliação principal corresponde a um S_n , visto que nesta unidade, são facilmente identificados dobras intrafoliais que resultaram do dobramento de uma foliação anterior ao S_n .

Pontualmente, destaca-se ainda a ocorrência de sulfuretos disseminados nos filitos, que se distingue pelo tom esverdeado e ou avermelhado dado pela alteração (fig. 34B).

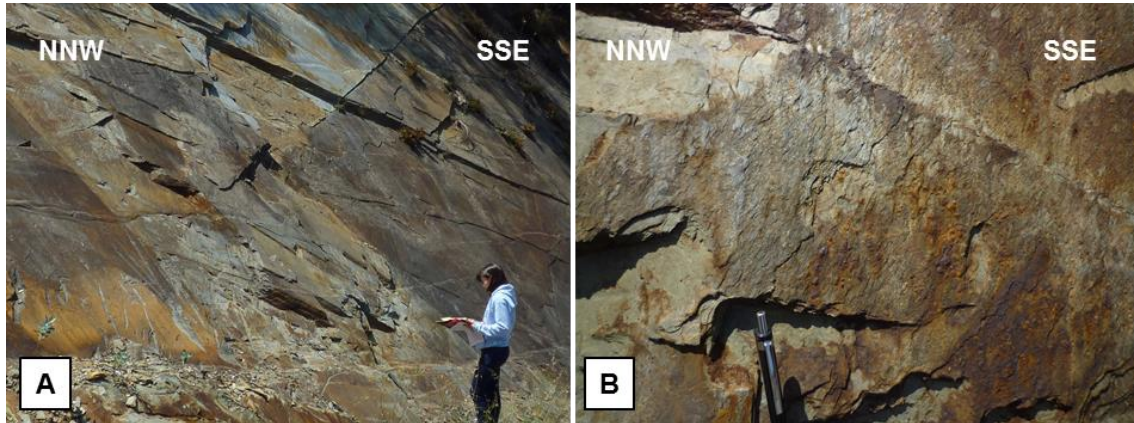


Fig. 34 – A - Afloramento de filito biotítico observado na Foz do Sousa; B – Pormenor do filito biotítico com sulfuretos disseminados alterado.

As intercalações de níveis quartzováquicos são frequentes em toda a unidade e ocorrem em níveis de possança variável, desde centimétricas a métricas. A sua composição essencialmente quartzosa confere à rocha dureza e tonalidade clara, que permite distingui-la do filito (fig. 35).

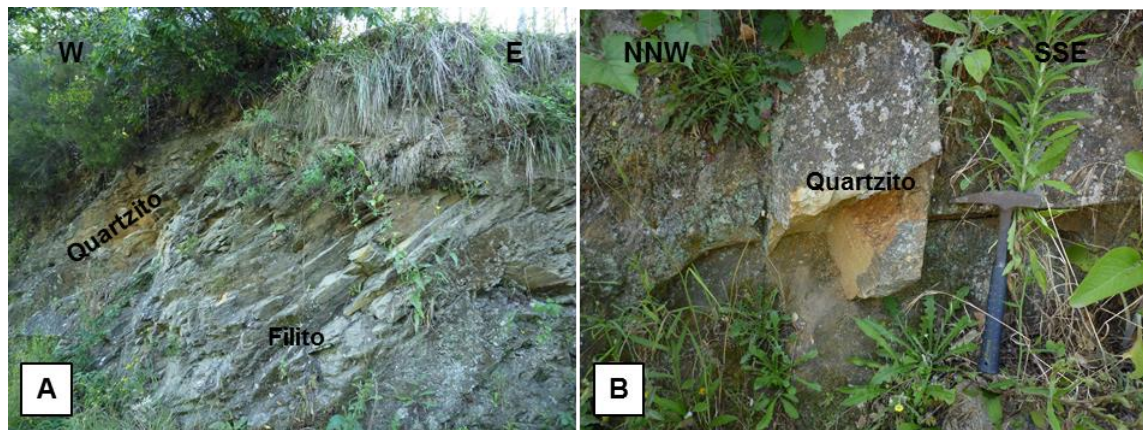


Fig. 35 – A e B - Nível quartzováquico intercalado com filito biotítico, observado em Compostela.

É de salientar ainda a intercalação nos filitos de níveis de protólito mais arenoso, marcando a estratificação, geralmente paralelos ou quase paralelos à foliação principal, com espessuras variáveis que variam entre alguns centímetros a alguns metros.

Ainda nos filitos, destaca-se a ocorrência de níveis de metaconglomerados, com clastos de quartzo e de quartzito bem rolados, geralmente achatados e pouco alongados, com granulometria variável, desde grão fino a grosseiro (Figura 36). O

empilhamento dos clastos de metaconglomerados achatados define em algumas circunstâncias um *fabric* planar paralelo à foliação principal dos filitos.

Nesta unidade também se observam depósitos de terraços fluviais do plio-pleistocénico, representados na carta 13B – Castelo de Paiva.

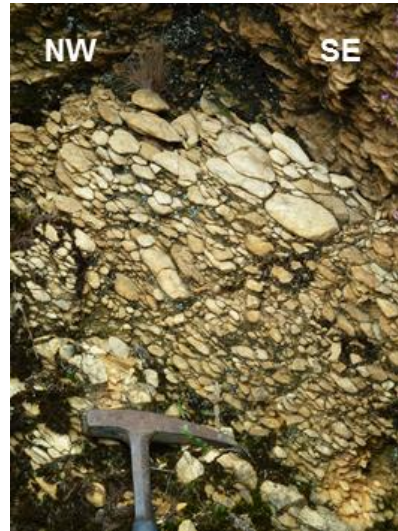


Fig. 36 – Metaconglomerado do tipo SL, clasto suportado, observado em Esposade, junto à EN1435.

3.2.2 Deformação

Adotando o critério de análise da deformação aplicado na unidade anterior, é possível constatar também neste caso que a deformação é polifásica. Nesta unidade em específico, observam-se algumas estruturas que marcam S_0 , geralmente paralelas à foliação principal S_2 , dominante em toda a unidade e que inclui em *microlithons* a ocorrência de uma foliação anterior, S_1 , dobrada em F_2 e que ocorre representada pela ocorrência de dobras intrafoliais. Após a atuação da deformação que gerou S_2 , ocorreu uma deformação menos intensa que originou a crenulação pós- S_2 sem carácter penetrativo.

F_1

Estruturas planares

O F_1 é caracterizado essencialmente pela ocorrência de uma foliação S_1 frequentemente observada no campo através de dobras intrafoliais, assimétricas e de comprimento de onda milimétrico, que se observam entre os planos de S_2 , um pouco por toda a unidade. Pontualmente observa-se esta foliação preservada em *microlithons* e que parece em determinados locais cisalhada. A geometria desta foliação é reforçada pela ocorrência de porfiroblastos de biotite que se observam em

geral paralelos a esta. A reduzida dimensão destas estruturas dificulta e/ou impede a medição rigorosa de dados tais como orientação dos planos de cisalhamento. Por este motivo, a observação destas estruturas terá um efeito puramente informativo, informando a ocorrência de uma foliação S_1 .

F_2

A F_2 é a fase de deformação com maior expressão na unidade, tal como sucedia na unidade A. O S_2 corresponde a uma foliação de fluxo de carácter penetrativo facilmente identificada na mesoescala. A F_2 foi a responsável pelo dobramento e/ou cisalhamento da S_1 , que está agora preservada entre os planos de xistosidade de S_2 .

O S_2 apresenta na sua maioria uma atitude bastante homogênea ao longo da unidade e que se reflete na projeção estereográfica observada na figura 37.

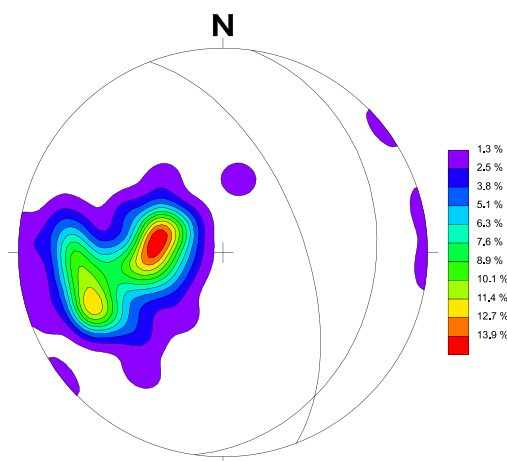


Fig. 37 - Diagrama de densidade de pólos para S_2 na Unidade B ($n=79$). Os traços estereográficos representados correspondem às duas zonas de maior concentração de pólos e, portanto às orientações médias da foliação com atitude $N8^\circ/26^\circ E$ e $N339^\circ/58^\circ NE$.

Em determinados locais, é possível observar sobre o plano de S_2 , a ocorrência de uma lineação de intersecção bem marcada, e que corresponde à intersecção do plano S_1 com o S_2 . Os dados que constam na projeção estereográfica correspondem a lineações de intersecção bem vincadas no campo e facilmente observadas. Estes dados encontram-se projetados no diagrama da figura 38, onde é possível observar a heterogeneidade dos dados, mas que definem em geral um plano, tal como o representado e que é em geral concordante com o plano médio da foliação S_2 .

Para além da observação de S_1 , é possível observar apesar de raramente a ocorrência de uma lineação de intersecção produzida pela intersecção do plano da

foliação S_1 com o plano da estratificação. A projeção destes dados permite observar uma variação ligeira nos dados, apesar da reduzida quantidade de dados.

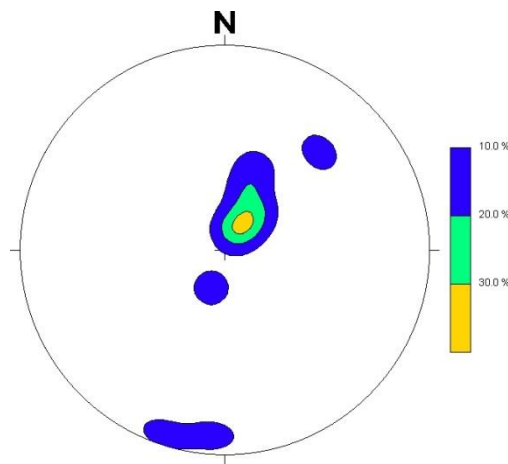


Fig. 38 - Diagrama de contornos para medições da L_i de S_1 com S_2 na unidade B ($n=10$).

Deformação Pós- F_2

Após a atuação da F_2 , atuou uma nova fase de deformação que tal como na unidade A, corresponde a uma deformação menos intensa que afetou a foliação S_2 , produzindo pequenas crenulações homogêneas de comprimentos de onda centimétrico (fig.39). A intensidade de deformação desta fase não permitiu a formação de uma estrutura penetrativa, considera-se uma fase de deformação menos intensa.

A colheita de poucas medições e a dispersão dos dados não permitem retirar conclusões (fig. 40).

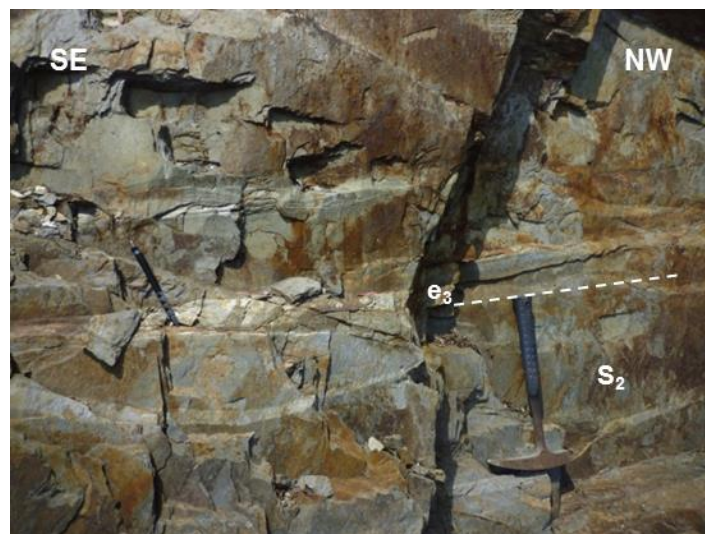


Fig. 39– Filito da unidade B, com destaque para a ocorrência da crenulação bem visível sobre o plano de S_2 .

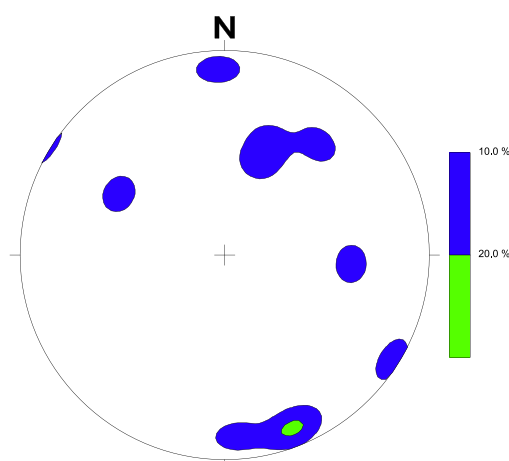


Fig. 40 - Diagrama de contornos para medições de eixos de crenulação pós- F_2 na unidade B (n=10).

3.3 Unidade C

3.3.1 Descrição litológica

Esta unidade corresponde à unidade aflorante no extremo Este da área de estudo. Distingue-se das restantes unidade devido ao baixo grau metamórfico das litologias que aqui afloram. Tal facto, permite identificar facilmente o protólito sedimentar, bem como a identificação de estruturas primárias, nomeadamente o S_0 . Em suma, afloram fundamentalmente metagrauques intercalado com níveis de filitos, destacando-se ainda a ocorrência de extensas faixas de metaconglomerados em toda a unidade.

A distinção entre a frequente associação de metagrauques com filitos é realizada com base em algumas características particulares das litologias. Os filitos apresentam granularidade fina e mineralogia típica de baixo grau metamórfico, nomeadamente: mica branca + clorite + quartzo. O baixo metamorfismo permitiu a formação de uma xistosidade de fluxo penetrativa que se observa com alguma frequência por toda a unidade (Figura 41). Por sua vez, os metagrauques, apresentam um tom esverdeado, e tem composição mineralogia rica em quartzo, o que lhe confere maior dureza, e uma clivagem mais espaçada e menos marcada que resulta numa clivagem de fratura. Como foi referido na unidade anterior, nesta unidade também se observam filitos, no entanto, os filitos que ocorre nesta unidade, apresentam características distintas dos anteriores. Neste filito não se observa na mesoescala a ocorrência de porfiroblastos de biotite tal como sucedia na unidade

anterior. Esta diferença permitiu distinguir ambos os filitos e colocá-los em unidades distintas.

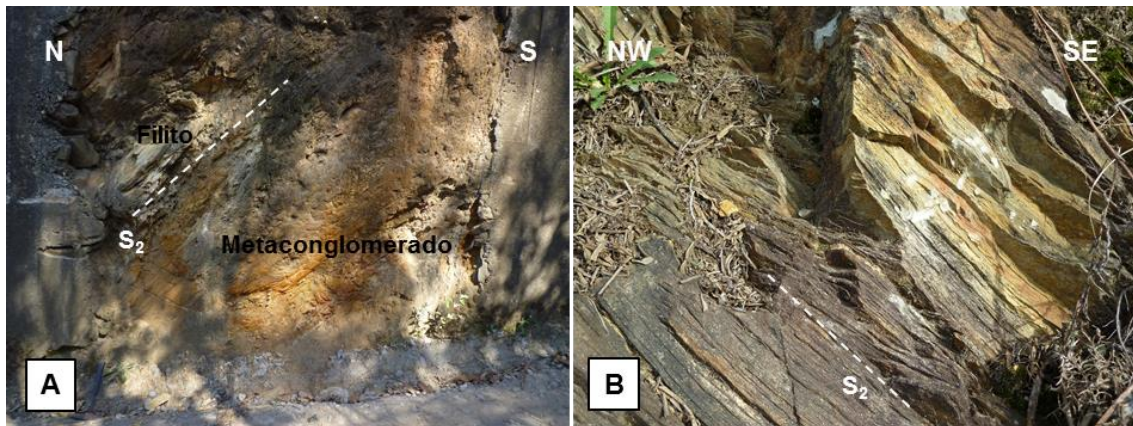


Fig. 41 – Filito com xistosidade evidente observado próximo de Jancido, na EN 614. A- Filito em contacto com os metaconglomerados; B – Filito com foliação S_2 penetrativa.

Esta unidade, contrariamente ao que sucedia nas unidades anteriores, apresenta características de rochas sedimentares, afetadas pela deformação que afetou esta unidade. Os limites estratigráficos destas litologias preservam características do protólito sedimentar, que neste caso em particular, marcam o plano da estratificação, ou seja, o S_0 . Estas litologias correspondem essencialmente a metarenitos e a metargilitos, e apresentam espessuras variadas, desde centimétricas a métricos. A ocorrência destes níveis fornece informações importantes de cariz estratigráfico, que são analisados com base na polaridade sedimentar. Nesta unidade, foi observada polaridade sedimentar normal discreta junto à barragem de Crestuma-Lever (fig. 42A).

Particularmente em Jancido, os extensos afloramentos de metarenitos apresentam uma tonalidade ferruginosa, contrariamente ao metarenitos observados na restante unidade. (figura 42B).

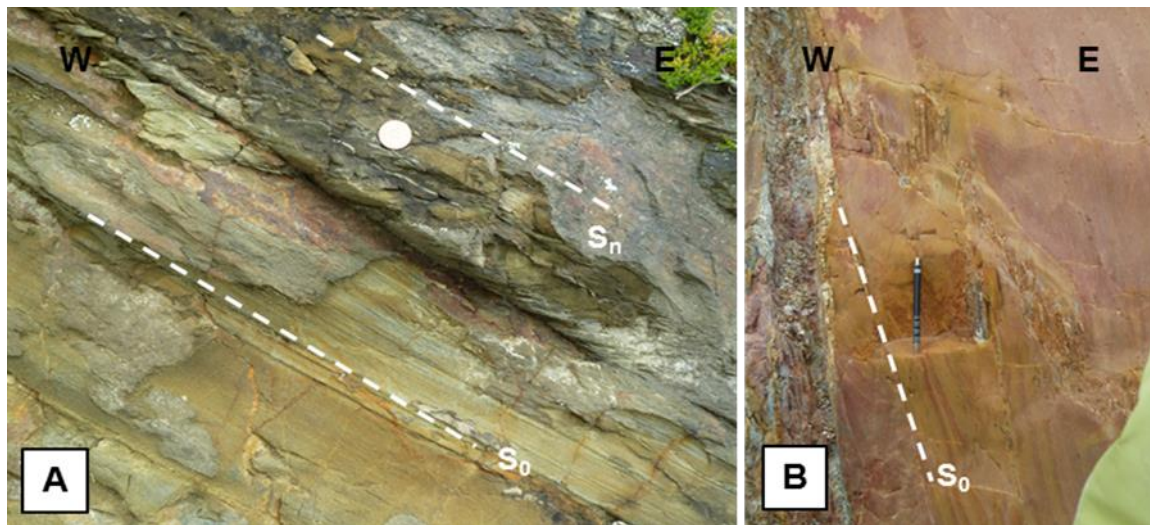


Fig. 42 – A – níveis de metarenitos indicando S_0 , paralelizado com S_1 dado pelos metagrauvaques. B – Níveis de metarenitos ferruginosos de possança métrica observados junto ao campo de futebol de Jancido.

Nesta unidade, os metaconglomerados apresentam características e comportamentos distintos dos descritos nas unidades anteriores. É possível distinguir vários tipos de metaconglomerados com graus de deformação distintos.

Os metaconglomerados localizados no setor sul da unidade apresentam em geral um *fabric* planar / linear, mais ou menos bem marcado. No entanto, o *fabric* não é tão penetrativo quanto os exibidos nas unidades anteriores. Trata-se de um metaconglomerado clasto suportado, com clastos bem rolados, compostos por quartzo e quartzito, ligeiramente alongados e achatados. Estas características permitem classificar o metaconglomerado como um tectonito do tipo SL (fig. 43A). Em Jancido, ocorrem também metaconglomerados clasto suportados do tipo SL, com clastos de quartzo e quartzito e mais raramente com presença de elementos líticos (fig. 43B).

Ainda no sector norte da unidade C se observa a ocorrência de metaconglomerados paralelizado com as principais estruturas, S_0 e S_1 , dispostos verticalmente (fig. 43C).

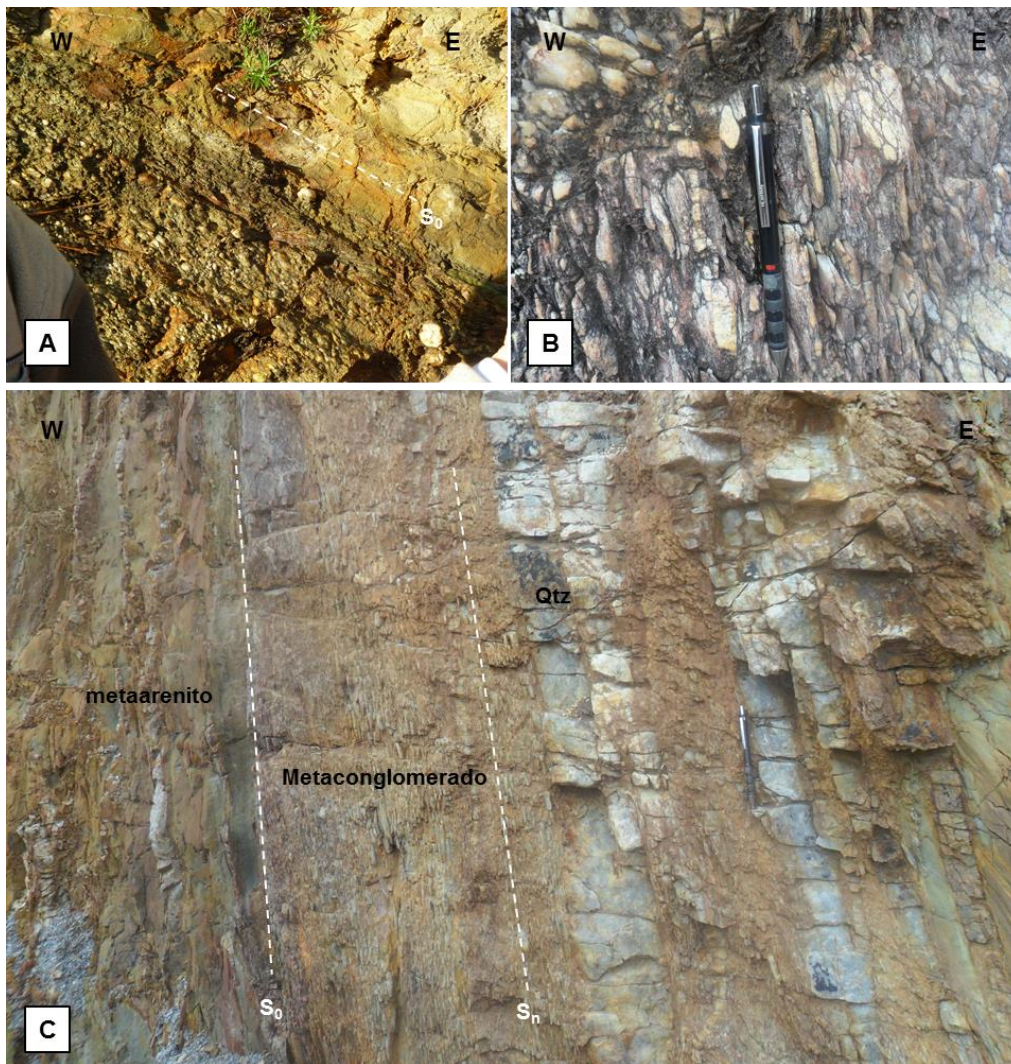


Fig. 43 - A – Metaconglomerados clasto suportado paralelo à estrutura S_0 dada pelos metarenitos, observado junto à barragem, na EN108. B – Metaconglomerados clasto suportado com clastos verticalizados observado junto à povoação de Jancido. C – Afloramento junto ao campo de futebol em Jancido, com as principais estruturas paralelizadas e dispostas na vertical.

Porém, nem todos os metaconglomerados que ocorrem nesta unidade estão tão deformados quanto os que têm vindo a ser descritos. Ainda junto à povoação de Jancido, são observados metaconglomerados pouco deformados. Numa zona em particular, é possível observar-se clastos de quartzo imbricados dos quais é possível obter o sentido da corrente. Nesse caso em particular, o sentido da corrente será feito segundo a atitude $26^\circ \rightarrow N164^\circ E$ (fig. 44). No mesmo afloramento observa-se ainda fendas de dissecação indicadoras do topo da bancada, e que estará em posição não invertida (fig. 45).



Fig. 44 - Conglomerados com clastos de quartzo e quartzito imbricados indicando o sentido de movimento da corrente, tal como indicado pelo lápis na imagem da direita.



Fig. 45 - Fendas de dissecação que indicam o topo da bancada, observadas no mesmo afloramento representado na figura 46.

3.3.2 Deformação

Nesta unidade, tal como ocorre nas unidades anteriores, destaca-se a ocorrência de uma deformação polifásica. Porém, nesta unidade, não são identificadas 3 fases de deformação tal como sucedia nas unidades anteriores. Aqui são identificadas apenas duas fases de deformação, sendo a 1ª fase a de carácter penetrativo e a 2ª fase que surge sobre a forma de ligeiras crenulações. Perto da barragem de Crestuma-Lever, é possível observar um afloramento com a ocorrência de níveis de metarenitos paralelizados com a foliação S_1 dada pelos metagrauques e onde se observa o início de uma transposição de S_1 por S_2 ainda muito ligeira e

observada nitidamente apenas neste afloramento. Este afloramento resume a ocorrência de todas as fases de deformação que afetaram esta unidade (fig. 46).

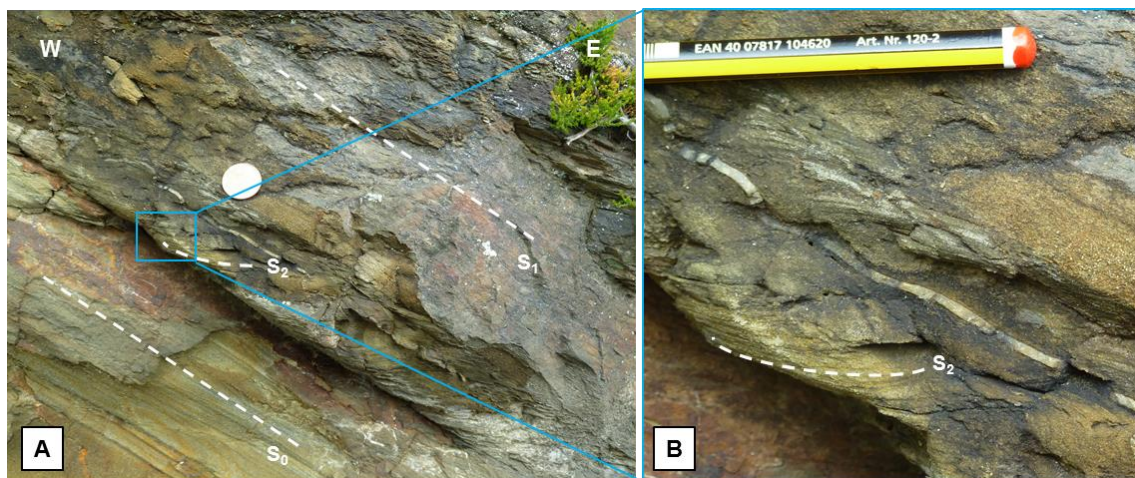


Fig. 46 – A - Afloramento na EN108, junto à barragem onde se pode observar a ocorrência de níveis de metarenitos, indicando S_0 , em contacto com metagrauvaques que marcam S_1 e o início da sobreposição de S_1 por S_2 . B – Pormenor da sobreposição de S_2 por S_1 .

Estruturas planares

A abundância de estruturas sedimentares ligeiramente deformadas (metarenitos e metargilitos) constitui um bom indicador da estratificação, visto que os seus limites estratigráficos definem o S_0 que ocorre geralmente paralelizado com S_1 indiciando assim a transposição de S_0 por S_1 ou fazendo um pequeno ângulo entre ambos os planos (fig. 48A). A frequência destas estruturas face às unidades anteriores está relacionado com a baixa temperatura que afetou estas rochas e, eventualmente à menor intensidade de deformação que permitiu a sua preservação.

Nesta unidade, observam-se com maior frequência que nas unidades anteriores planos de estratificação, que indicam S_0 . Assim, dada a frequência desta estrutura, tornou-se importante a representação destas estruturas no diagrama de *Schmidt* (fig. 47). A projeção estereográfica apresenta uma distribuição homogénea, em que o polo médio permite definir um plano de S_0 .

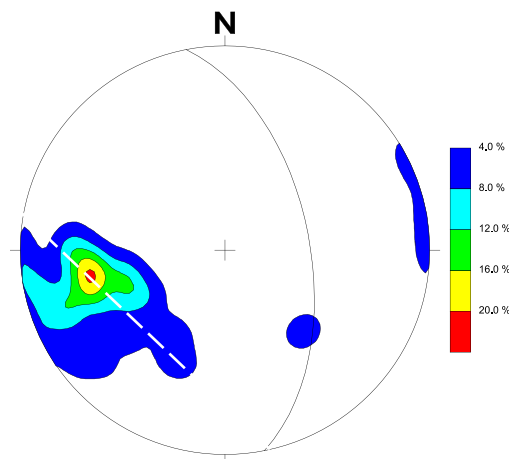


Fig. 47 - Diagrama de densidade de pólos de S_0 na Unidade C ($n=25$). O pólo médio corresponde à orientação média N349°/56°NE dos planos de estratificação. O paralelismo de S_0 relativamente à foliação metamórfica penetrativa indica que D_1 deve ser isoclinal e transpõe completamente S_0 .

F_1

Estruturas planares

Contrariamente ao que se sucede nas unidades apresentadas anteriormente, nesta unidade a foliação principal observada no campo corresponde à foliação gerada pela F_1 . Corresponde a uma foliação bem marcada, no qual não se observam evidências de dobramentos anteriores.

A frequência de S_1 permitiu a medições de um número significativo de dados, que se encontram representados no diagrama da figura 48.

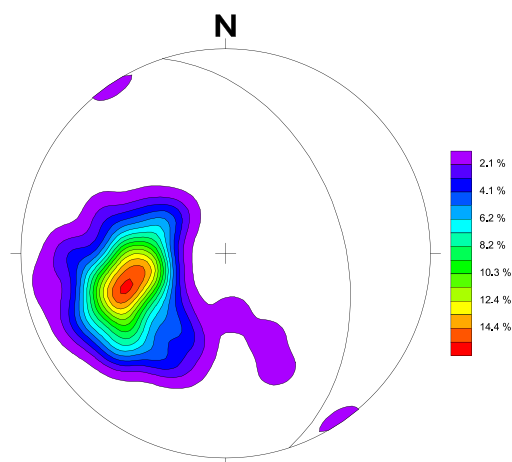


Fig. 48 - Diagrama de densidade de pólos para S_1 na unidade C ($n=97$).

F₂

A intensidade de deformação de F₂ é menos intensa nesta unidade do que nas unidades anteriores. Esta afirmação está comprovada pela observação de crenulações ligeiras, de comprimento de onda milimétrico a centimétrico, observadas pontualmente.

Esta fase de deformação está também representada sob a forma de dobras assimétricas, com comprimentos de onda milimétricos a centimétricos, geralmente em filonetes de quartzo, tal como apresentado na figura 49. A evidente rotação dos planos axiais das dobras (fig. 50) permite caracterizar F₂ com uma fase de deformação não-coaxial. Em Jancido, é o único local onde se observam dobras verticalizadas, de plano axial vertical, paralelizadas com S₀ e S₁ (fig. 51).

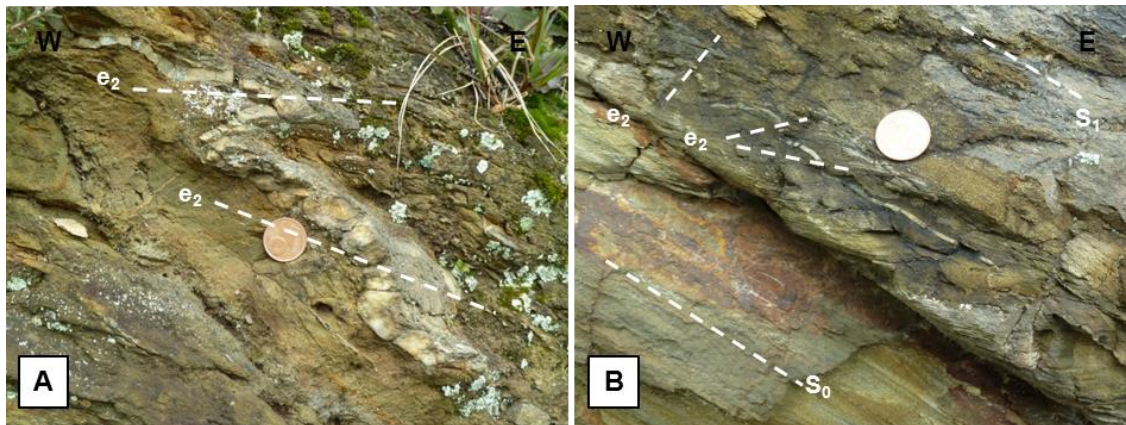


Fig. 49 – A – Dobra em quartzo assimétrica, com comprimento de onda centimétrico, onde se destaca a rotação da atitude do plano axial. B – Dobras em quartzo assimétricas, de comprimento de onda milimétrico, com rotação da atitude do plano axial.

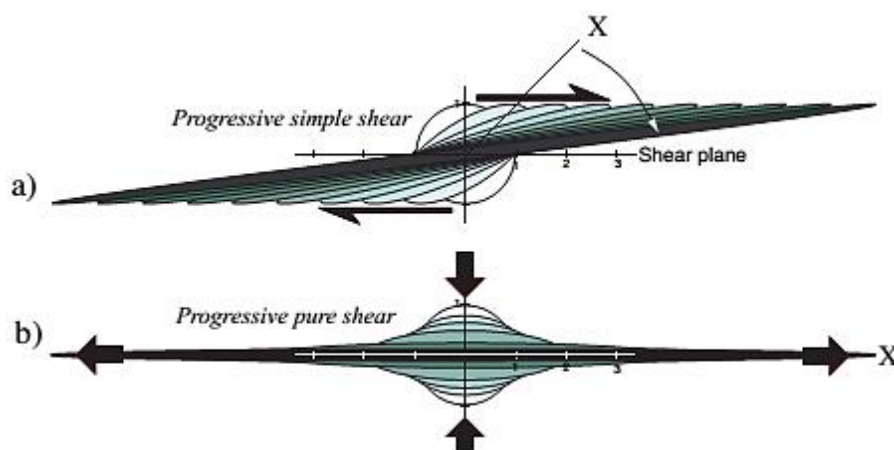


Fig. 50 – Esquema representativo da deformação cisalhante, com destaque para o cisalhamento simples, onde é evidente a rotação dos eixos principais dada pela deformação cisalhante, análogo ao processo que originou as dobras observadas na figura 51 (Adaptado de Fossen, 2010).



Fig. 51 - Dobras verticais de quartzo de eixo horizontal e plano axial vertical, paralelo às principais estruturas planares, nomeadamente S_0 e S_1 .

Estruturas lineares

Nesta unidade são observadas dobras e filonetes de quartzo deformados, que permitiram a recolha de eixos representados na figura 49.

A ocorrência de estruturas sedimentares (S_0) intersectadas por S_1 produz a lineação de intersecção (fig. 52). Nesta zona, foram registadas algumas medições correspondentes à L_i de S_0 com S_1 , representadas no diagrama da figura 53. A colheita de poucas medições e a dispersão dos dados não permitem retirar conclusões

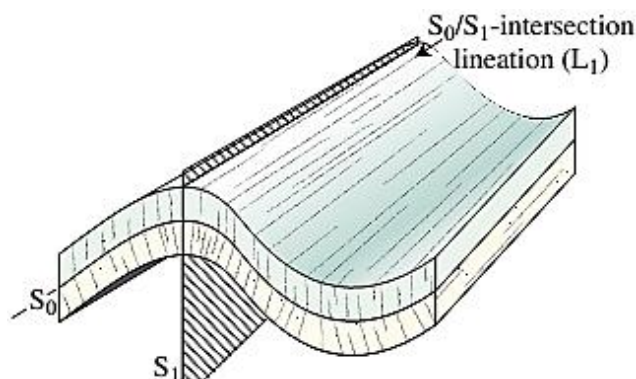


Fig. 52 – Esquema representativo da obtenção de uma lineação de intersecção aplicada ao exemplo da intersecção dos planos de S_1 com S_2 .

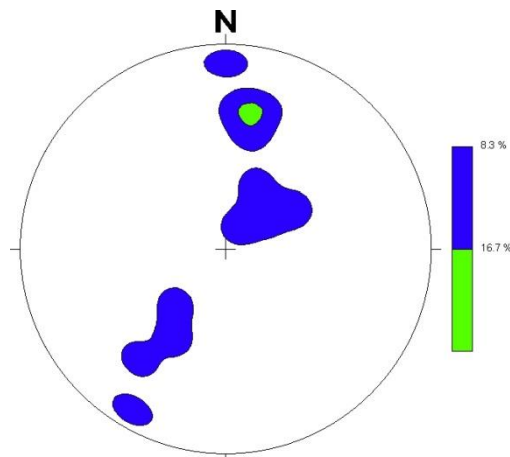


Fig. 53 - Diagrama de contornos para medições da L_1 de S_0 com S_1 na unidade B ($n=12$).

Para além destas estruturas lineares, foi também observada a lineação mineral observada sobre o plano de foliação S_2 , que até aqui era descrita como uma estrutura linear penetrativa facilmente identificada na mesoescala, não é tão visível e frequente nesta unidade quanto o observado nas unidades anteriores. Aqui, foram registadas apenas 5 ocorrências que estão representadas na figura 54.

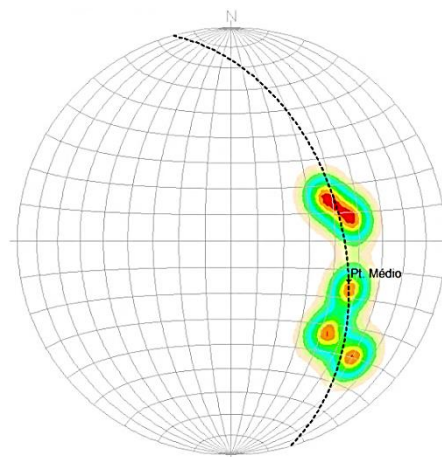


Fig. 54 - Diagrama de densidade de medições para a fibrosidade mineral sobre S_1 na unidade B ($n=5$). A atitude do ponto médio é $42^\circ \rightarrow N109^\circ E$.

A ocorrência de abundantes níveis de metaconglomerados nesta unidade permitiu a recolha de várias medições que estão representadas nos diagramas apresentados na figura 55. O diagrama total apresenta uma dispersão maior que a apresentada na unidade A. Porém, individualizando os metaconglomerados por zonas, podemos notar que a projeção destes

define uma guirlanda de atitude semelhante ao S_2 , ou seja, os metaconglomerados (S_0) estão mais ou menos paralelizados com S_2 .

Os metaconglomerados que ocorrem em Jancido, junto ao campo de futebol, estão dispostos verticalmente, tal como se observa na figura 55D. Esta característica é atípica na restante área de estudo.

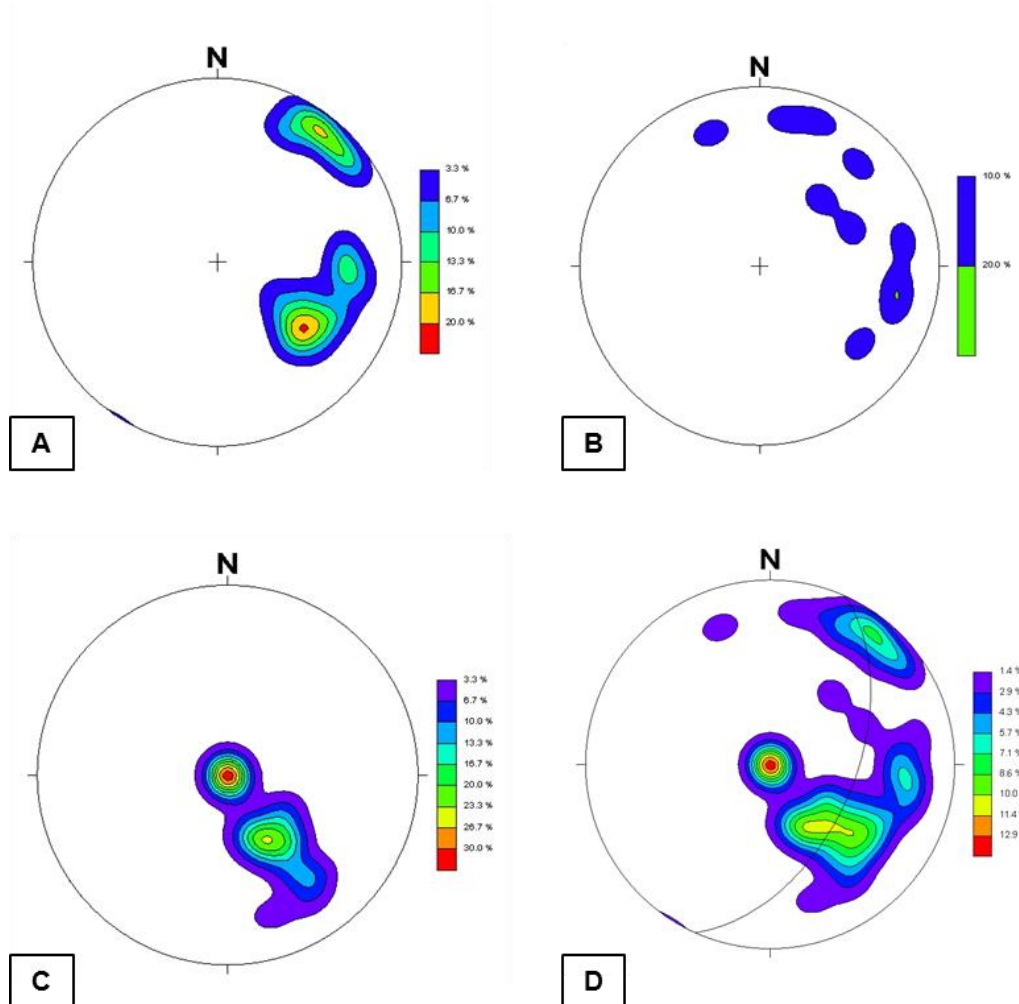


Fig. 55 – A – Diagrama com eixos maiores do metaconglomerado que ocorre junto à barragem de Crestuma-Lever (n=30). B – Diagrama com eixos maiores do conglomerado junto à povoação de Jancido (n=10). C - Diagrama com eixos maiores do conglomerado que ocorre junto ao campo de futebol de Jancido (n=30). D- Diagrama com representação das medições total dos eixos maiores dos conglomerados (n=70).

Deformação frágil tardia

Falhas

A segunda falha, destaca-se devido à ocorrência de estrias de deslizamento nítidas. As estrias de deslizamento (ou *slickensides*) são estruturas lineares

observadas, frequentemente, em planos de falha, e assinalam um movimento de escorregamento ao longo das referidas superfícies. As estrias podem corresponder a sulcos marcados naquelas superfícies, resultantes de um desgaste das rochas, devido ao atrito entre os blocos deslocados (Borges, 1996), tal como representado na figura 56. O mesmo autor, refere que as estrias correspondem a estruturas mais complexas, constituídas por painéis de sobrepostos de minerais (quartzo ou calcite, mais frequentemente) que cresceram com um hábito fibroso, segundo uma direção preferencial: a daquele movimento relativo. No caso desta falha, esta apresenta uma caixa de falha com cerca de 10cm de possança e tem direção N112°E e apresenta estrias de deslizamento nítidas com atitude 44°→N122°E. Na mesma imagem, é também possível observar a ocorrência de clastos de quartzo ligeiramente alongados, paralelamente às estrias de deslizamento.

Para além desta falha, destaca-se a ocorrência de mais duas no sector norte da unidade, uma com atitude N352°E/52°NE e outra com atitude N342°E/72°NE.



Fig. 56 – Plano de falha onde se observam evidentes estrias de deslizamento.

Capítulo 4 - Petrografia

O recurso ao estudo petrográfico é em determinadas situações necessário para confirmar e complementar os dados recolhidos no campo. Dada a heterogeneidade entre as unidades, mesmo dentro de cada uma, tornou-se importante a colheita de um número significativo de amostras frescas e orientadas para que sejam representativas da área de estudo (anexo 2). No total foram colhidas treze amostras entre as três unidades, tal como representado no mapa de amostragem da figura 57.

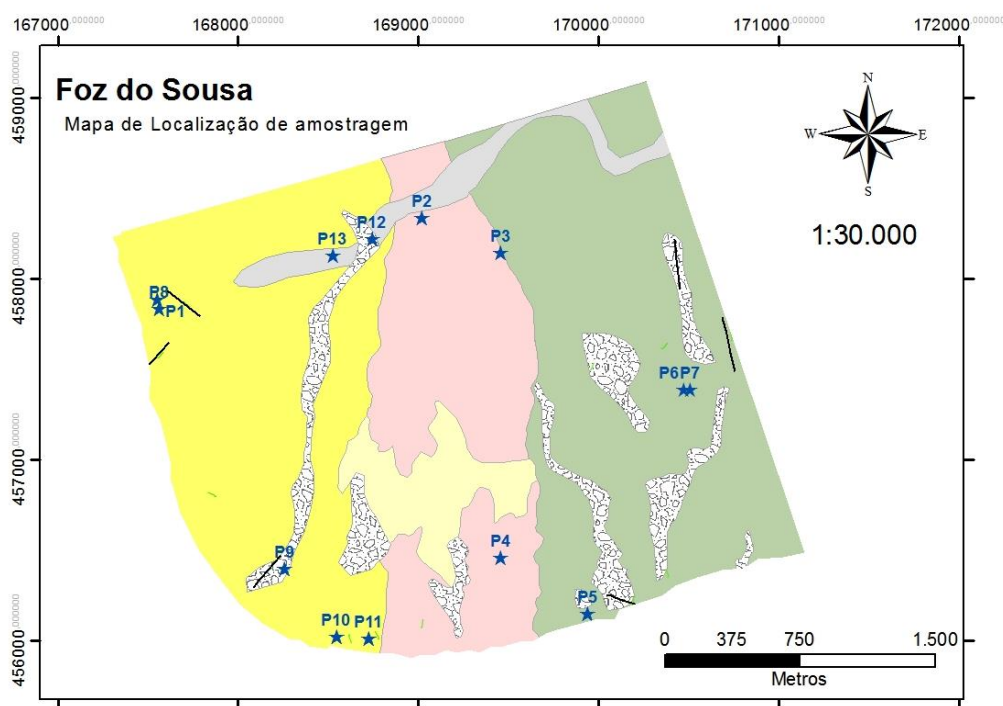


Fig. 57 - Mapa de amostragem da área em estudo, com a localização das várias amostras recolhidas nas diferentes unidades.

A descrição da deformação apresentada no capítulo anterior dá conta da ocorrência de unidades muito deformadas, representada por numerosas e variadas estruturas. A observação destas estruturas e respetivo desenvolvimento é observado dependendo da posição do observador face às estruturas. Ou seja, as faces paralelas à lineação permitem observar estruturas deformacionais, enquanto a face perpendicular à lineação permite observar o alongamento mineral. Assim, tornou-se importante a realização de dois cortes nas lâminas, que permitissem observar estas duas características, de forma a proporcionar um estudo mais completo e adequados às nossas necessidades. Assim, o corte A foi realizado paralelamente à lineação do tipo *dip-slip* e o corte B foi realizado perpendicularmente à lineação. A descrição petrográfica de cada amostra será realizada neste capítulo com recurso a microfotografias de lâmina completa em NX e de pormenores mineralógicos e/ou estruturais em N// (nicóis paralelos) e em NX (nicóis cruzados).

4.1 Unidade A

4.1.1 Descrição petrográfica

A composição mineralógica do micaxisto da Foz do Sousa é caracteristicamente composto por filossilicatos e quartzo, bem desenvolvidos e facilmente observados à vista desarmada na mesoescala. Nesta unidade, destaca-se ainda a ocorrência de porfiroblastos de estauroлите muito abundantes, motivo pelo qual o micaxisto localizado junto à foz do rio Sousa é designado por micaxisto estaurolítico. O estudo petrográfico permitiu a observação de todos os minerais observados no campo, mas também a observação de outros, nomeadamente da granada e da andaluzite, também eles de grandes dimensões.

A ocorrência de estauroлите, andaluzite e granada observadas preferencialmente nas amostras P1, P9 e P10 conferem à rocha uma textura porfirolepidoblástica (fig. 58) dada pela ocorrência de uma foliação principal bem marcada e pela ocorrência de diversos minerais distribuídos preferencialmente em estruturas paralelas à foliação ou alinhados paralelamente a esta. A nitidez da foliação é salientada pelo contraste dado pela textura bandada da rocha, que correspondem a bandas ricas em filossilicatos alternadas com bandas mais ricas em quartzo. Estas bandas muito bem descritas nos trabalhos de Vernon (2004) são designadas pelo mesmo em bandas M (bandas ricas em filossilicatos) e bandas Q (bandas ricas em quartzo). As bandas M, correspondem a aglomerados de filossilicatos, compostas essencialmente por mica branca e alguma biotite, bem desenvolvidas e equidimensionais, alinhadas paralelamente ao plano da foliação principal. Por sua vez, as bandas Q são compostas por aglomerados de grãos de quartzo, com formas poligonais e equidimensionais de granularidade reduzida quando comparado com os demais, geralmente alinhados paralelamente à foliação. Para além da ocorrência destes minerais nas bandas, é frequente a ocorrência de micas de dimensões variadas e por vezes isoladas, que ocorrem paralelamente à foliação e ainda a ocorrência de micas perpendicularmente a esta e de menores dimensões, ao qual designamos por mica secundária. O quartzo pode também ocorrer em filonetes, e apresenta características análogas aos restantes, mas apresenta granularidade superior. Estas estruturas ocorrem paralelamente à foliação principal.

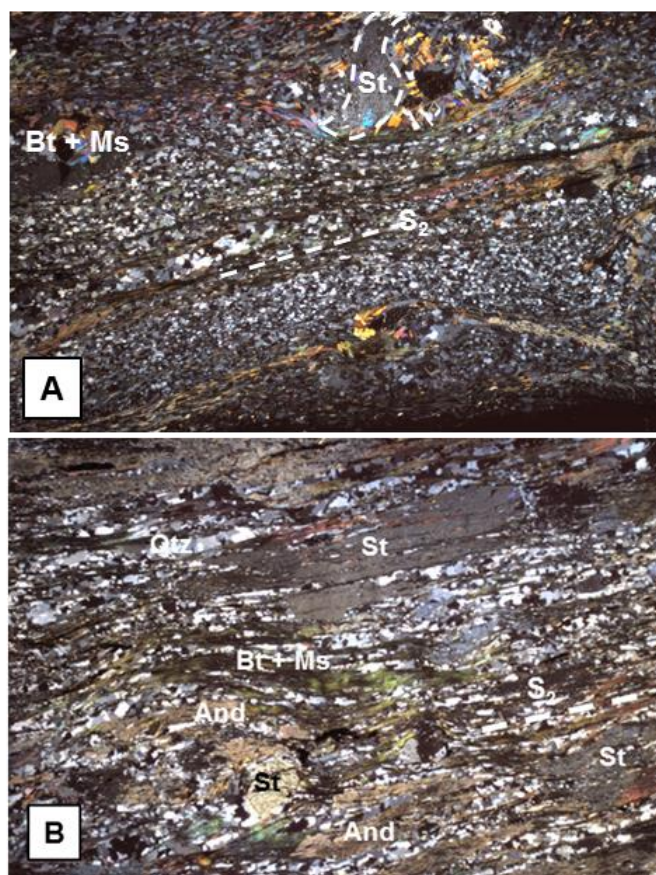


Fig. 58 – Microfotografia da lâmina completa da amostra P1 e P10, corte A em NX. A – Textura porfirolepidoblástico, com ocorrência de porfiroblastos de estaurolite, andalusite e granada contornados por S_2 ; B – Textura porfirolepidoblástica dada pela ocorrência de porfiroblastos de estaurolite e andalusite com formas alongadas paralelamente a S_2 .

Na proximidade dos porfiroblastos de estaurolite, andalusite e granada, a foliação tem tendência a contorná-los, conferindo à rocha um aspeto ocelado (fig. 59A), análogo ao observado na mesoescala, tal como o exemplo da figura 12 do capítulo anterior.

A estaurolite ocorre como um mineral muito bem desenvolvido e que se distingue claramente dos restantes constituintes pela dimensão. Ocorre geralmente com bordos irregulares e com abundantes inclusões de quartzo, micas (mica branca e biotite) e opacos, sendo que este último ocorre sempre orientado paralelamente à foliação ou contornando os minerais (estaurolite e andalusite). Um aspeto observado regularmente corresponde à associação espacial da estaurolite com a andalusite. No estudo petrográfico da amostra P1 é possível distinguir claramente ambos os minerais, dispostos lado a lado, com o contacto realizado pelos bordos irregulares. Porém, em alguns casos, e nesta mesma amostra, é possível observar-se a ocorrência de andalusite bastante alterada, com formas anédricas e que divide por vezes o mesmo

crystal de estauroilite, tal como observado na figura 59B. A ocorrência destas estruturas oceladas é mais marcante no setor noroeste da unidade. Para este, para além da diminuição da granularidade, destaca-se ainda a ocorrência destes sob formas alongadas, sempre paralelizadas com S_2 , tal como no exemplo dado pela figura.60.

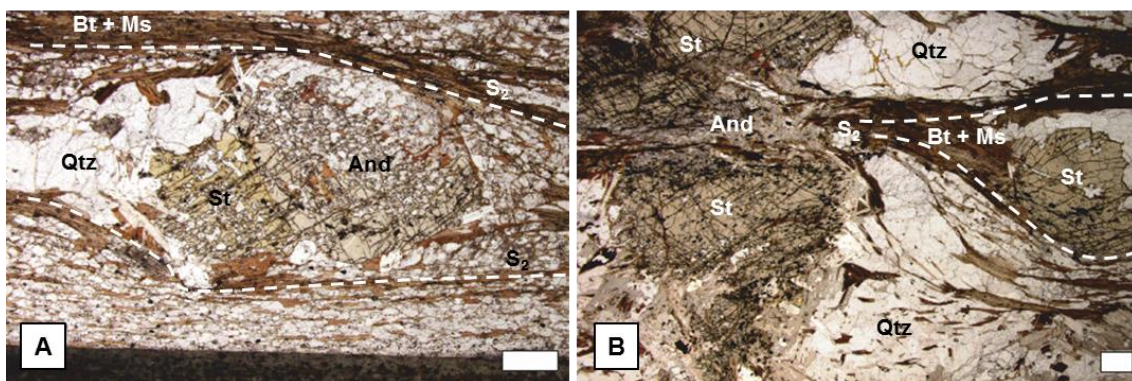


Fig. 60 - Pormenor da lâmina P1 corte B, onde se destaca a associação espacial entre a estauroilite e a andalusite localizada nas bandas Q e contornada pelas bandas M, constituída essencialmente por biotite. A – Destaca-se o aspeto ocelado dada pela ocorrência de estauroilite e andalusite contornados por S_2 e a ocorrência de opacos, paralelos à foliação principal e contornando a estauroilite (barra branca = 1mm); B – Andalusite alterada entre minerais de estauroilite, associado às bandas Q (barra branca = 1mm).

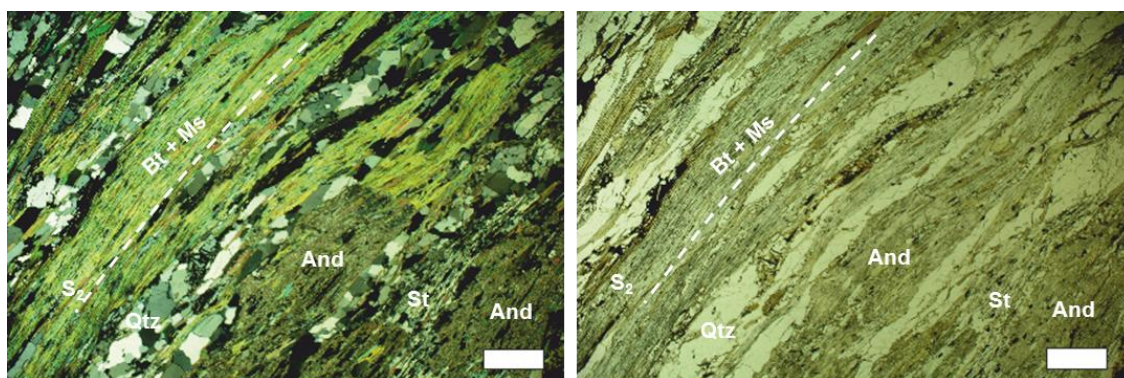


Fig. 59 - Pormenor da amostra P10, corte A, onde se destaca a ocorrência de estauroilite e andalusite muito alongados e orientados paralelamente a S_2 (barra branca = 1mm).

A ocorrência de granada é observada um pouco por toda a unidade, e ocorre para além dos micaxistos em quartzitos tal como se apresentará mais à frente. Este mineral está associado preferencialmente às bandas Q e é muito menos abundante que os restantes minerais. Ocorre sob formas euédrica e geralmente contornada por micas (mica branca e biotite) distribuídas aleatoriamente e sem orientação preferencial. Na figura seguinte é possível observar a ocorrência da granada associada à estauroilite e a filossilicatos (biotite e moscovite) (fig. 61).

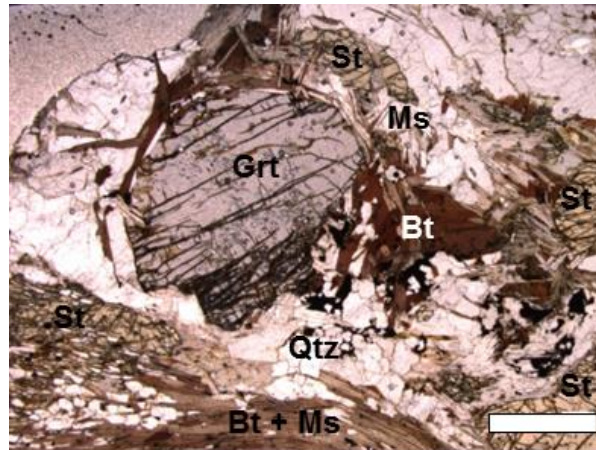


Fig. 61 - Pormenor da amostra P1 corte B, com destaque para a associação espacial da granada com os filossilicatos (biotite e moscovite) que a envolvem e que se posicionam entre a granada e a estauroilite (barra branca = 1mm).

Ao conjunto de minerais até aqui descritos, acrescenta-se a ocorrência de turmalina e de clorite. A turmalina é frequente, de granularidade variável, mas geralmente pequenas e euédricas, associadas tanto às bandas Q como M (fig. 62A). A clorite, é também muito abundante e ocorre um pouco por toda a unidade e nas diferentes litologias aqui cartografadas. Ocorrem em geral associadas às bandas Q, paralelamente a esta, ou perpendicularmente (fig. 62B).

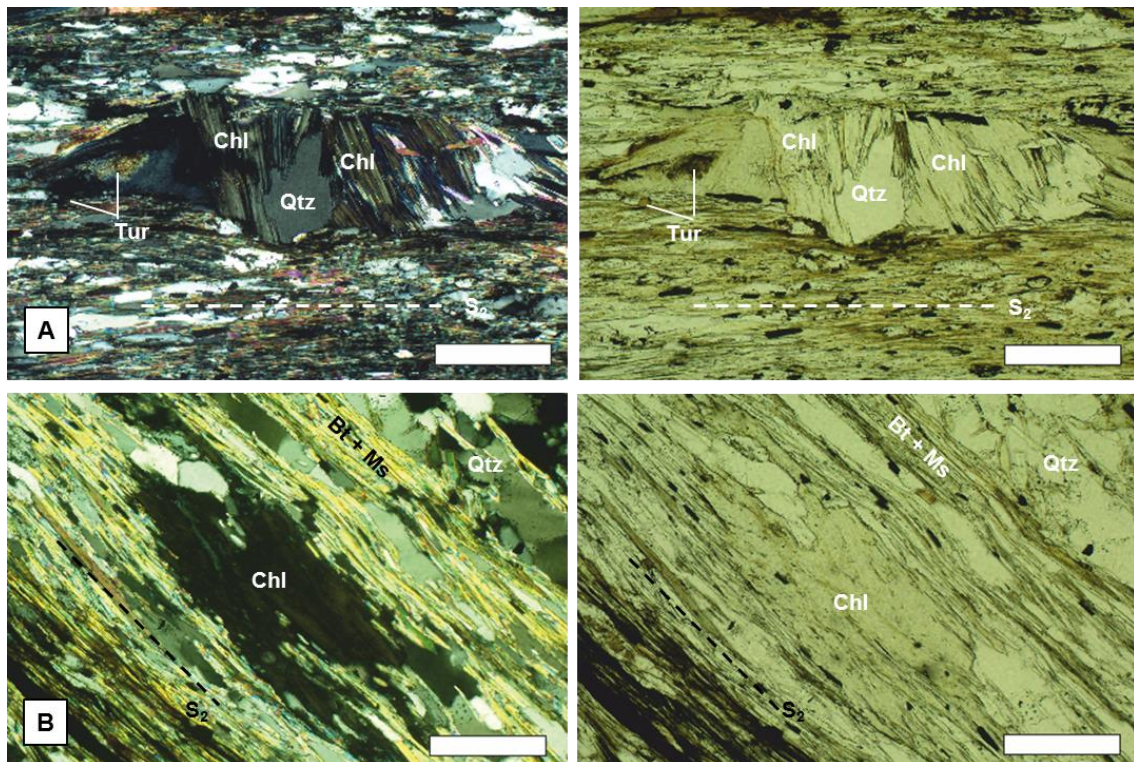


Fig. 62 – Ocorrência de clorite na amostra P11 corte A. A - Ocorrência de clorite associada ao quartzo, alinhada perpendicularmente à foliação principal. Destaca-se também a ocorrência de turmalina euédrica no quartzo (barra branca = 500µm); B – Clorite paralela à foliação S_2 (barra branca = 500µm).

A Este da unidade, a amostra P11 revelou a ocorrência de biotite bem desenvolvida, distribuição aleatória e orientada segundo a foliação principal. Estas biotites ocorrem por vezes deformadas (fig. 63A), com algumas delas contornadas pela foliação e outras a recortar a foliação principal. Na mesoescala, a biotite era muito abundante e bem visível e não havia evidências da ocorrência de estaurolite, daí a denominação da rocha em micaxisto biotítico. Porém, na microescala, são observadas ocorrências de estaurolite e de andalusite, menos frequentes e de granularidade inferior às anteriores.

Tal como no micaxisto estaurolítico, também nesta litologia se destaca a ocorrência de turmalina euédrica associada às bandas Q e clorite também muito abundante (fig. 63B).

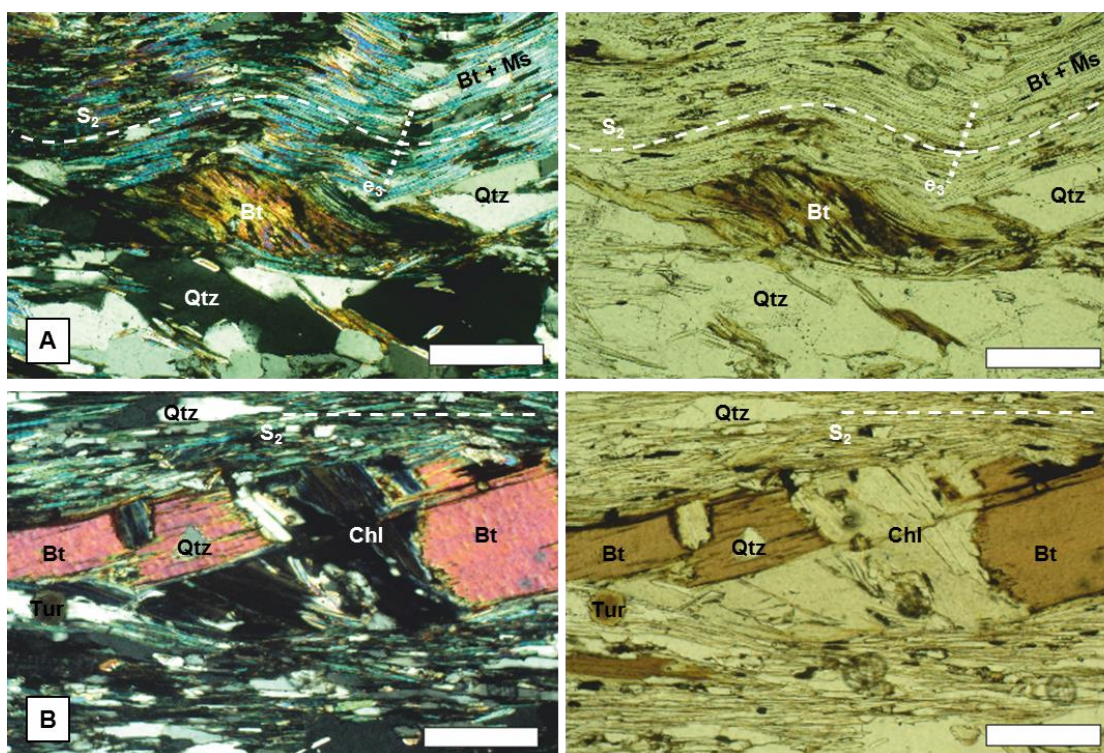


Fig. 63 – Micaxisto biotítico da amostra P11 corte B. A – Biotite deformada que ocorre nas bandas Q, paralelamente a S_2 , e observação de uma crenulação posterior a F_2 (barra branca = 500 μ m). B – Biotite intercrescida com clorite perpendicular a S_2 e quartzo, contornado pela foliação principal. Destaca-se também a ocorrência de turmalina nas bandas Q (barra branca = 500 μ m).

Um aspeto que merece ser realçado é a redução da granularidade destes minerais que é perceptível no campo e é passível de ser confirmada no microscópio. As amostras colhidas a este apresentam granularidade menor que a das amostras colhidas a oeste. Assim, comparando estas as amostras, é possível confirmar a ocorrência de uma textura porfirolepidoblástica nas amostras colhidas a Oeste (fig. 58)

contra uma textura granolepidoblástica das amostras a este como por exemplo da amostra P11) (fig. 64).

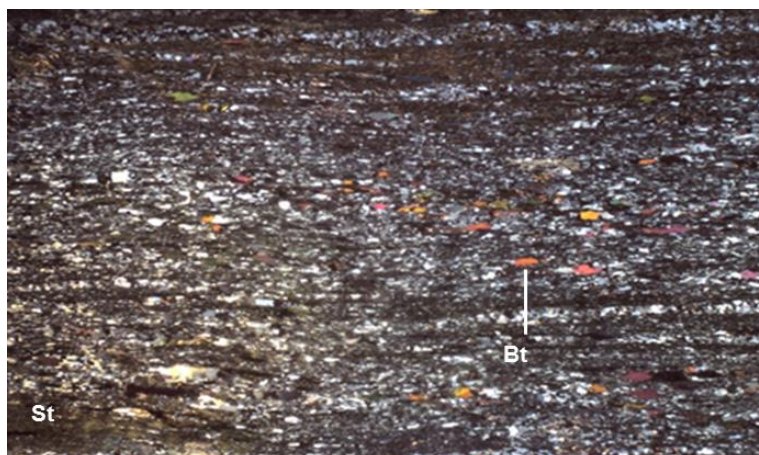


Fig. 64 – Microfotografia da lâmina completa da amostra P11 corte A em NX, evidenciando claramente uma textura granolepidoblástica, dada pela ocorrência de biotites, orientadas paralelamente ao S_2 .

Nesta unidade para além do micaxisto afloram intercalações menores de outras litologias, tais como metaconglomerados e quartzito. Nesta unidade em particular, foram colhidas 2 amostras, uma do quartzito (P8) e outra de um metaconglomerado (P12).

O estudo petrográfico da amostra P8 (fig. 65) revelou uma textura granoblástica, dado pela ocorrência de quartzo de granularidade reduzida, polygonizado e equidimensional. O quartzo está envolvido numa “matriz” granular de índole sedimentar que ocorre homogeneamente por toda a lâmina numa percentagem reduzida. Em conjunto com o quartzo, surge me percentagem muito mais reduzida a ocorrência de alguns filossilicatos, tais como biotites e clorite hidrotermal. As biotites e clorite apresentam granularidade reduzida e estão distribuídas aleatoriamente por toda a lâmina.

A clorite tem uma dimensão reduzida e ocorre abundantemente em toda a amostra. A granada por sua vez ocorre camuflada devido ao intercrescimento com os grãos de quartzo e apresentam formas subédricas. Pelas características anteriormente mencionadas, posso afirmar tratar-se de um quartzito impuro.

O metaconglomerado sobre o qual se recolheu uma amostra corresponde a um metaconglomerado muito compacto e de clastos muito estirados. Em termos microscópicos, este metaconglomerado é composto por grãos de quartzo e quartzito de dimensões variadas. A observação do corte A e B mostra uma forte assimetria do *fabric* (fig. 66). No corte A são visíveis faixas compostas por quartzo polygonizado e

orientado paralelamente aos filossilicatos. No corte B, não é evidente nenhuma orientação preferencial.

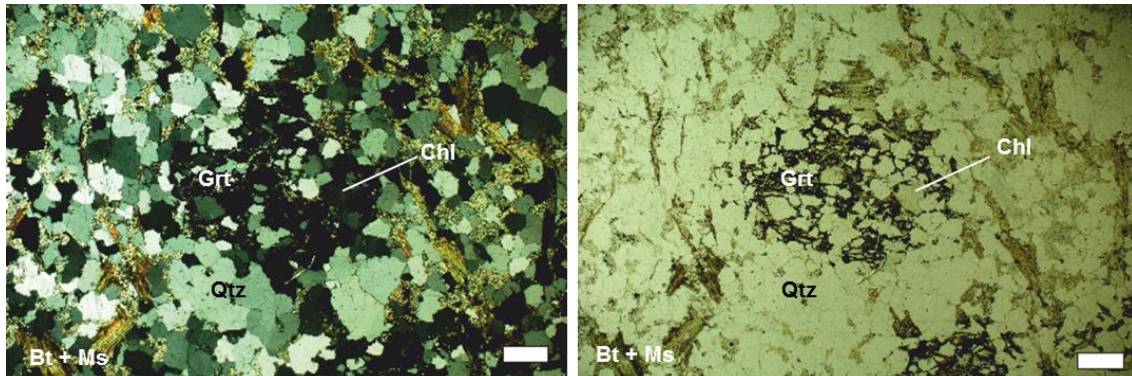


Fig. 65 - Pormenor da amostra P8 correspondente ao quartzito impuro com destaque para a ocorrência de granada com intercrescimento de quartzo poligonizado e equidimensional e clorite com forma radial (barra branca = 1mm).

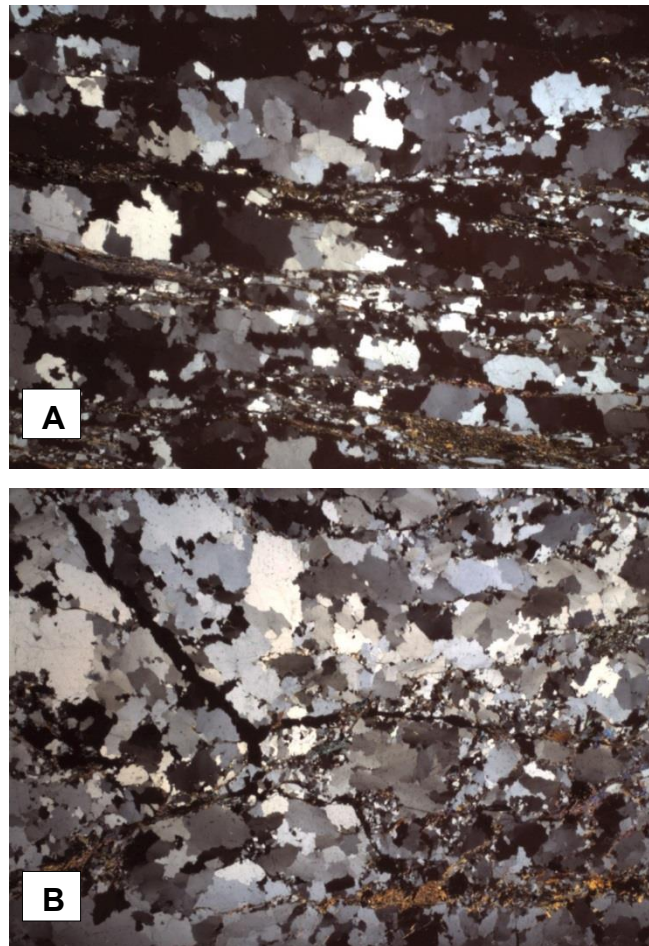


Fig. 66 - Microfotografia das lâminas completas realizadas a partir da amostra P12 em NX, relativas ao metaconglomerado evidenciando forte assimetria do *fabric*. A – Corte A – Filonetes de quartzo e filossilicatos alinhados paralelamente; B - Corte B – Quartzo equidimensional sem orientação preferencial.

4.1.2 Deformação

A intensa deformação que operou sobre estas unidades está representada sob a forma de diversas estruturas geométricas, algumas delas já referidas no capítulo anterior. Porém, o estudo petrográfico permitirá confirmar e aprofundar alguns das conclusões até aqui obtidas.

F₁

A F₁ está presente em toda a unidade e é frequentemente observada no campo através da ocorrência de dobras intrafoliais e planos de cisalhamento. O estudo petrográfico cuidadoso permite ainda distinguir para além destas características a ocorrência de uma foliação interna nos porfiroblastos. A foliação interna é observada essencialmente em porfiroblastos de estaurolite (fig. 67A), andalusite e granada (fig. 67B). A diminuição da granularidade dos porfiroblastos dificulta a observação destas estruturas, mas tornam-se nítidas a ocorrência de outras estruturas nomeadamente os planos de cisalhamento (fig. 68).

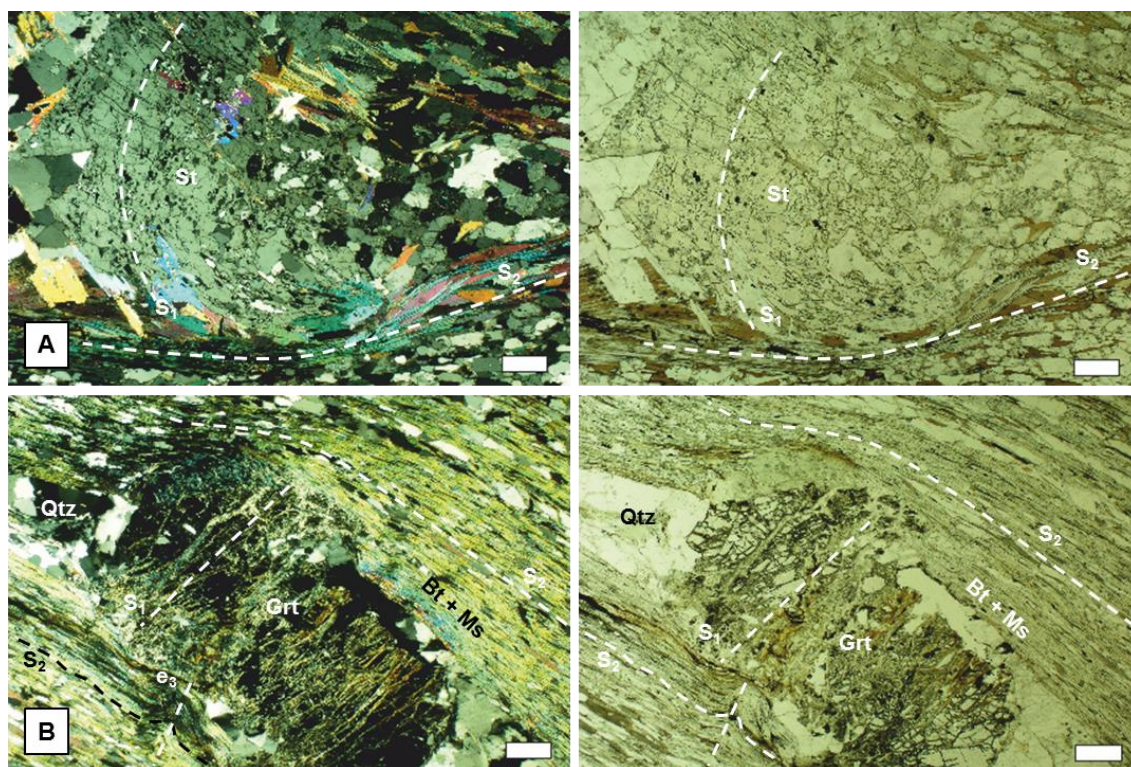


Fig. 67 – Micaxisto com ocorrência de uma foliação S₁. A – Amostra P1 corte A. Estaurolite com opacos e inclusões de quartzo alinhados paralelamente à foliação S₁. O porfiroblasto de estaurolites está contornado pela foliação S₂ (barra branca = 1mm); B – Amostra P13 corte B. Granada com foliação interna perpendicular a S₂, e que indica a posição da foliação anterior, S₁. Foliação S₂ crenulada (barra branca = 1mm).

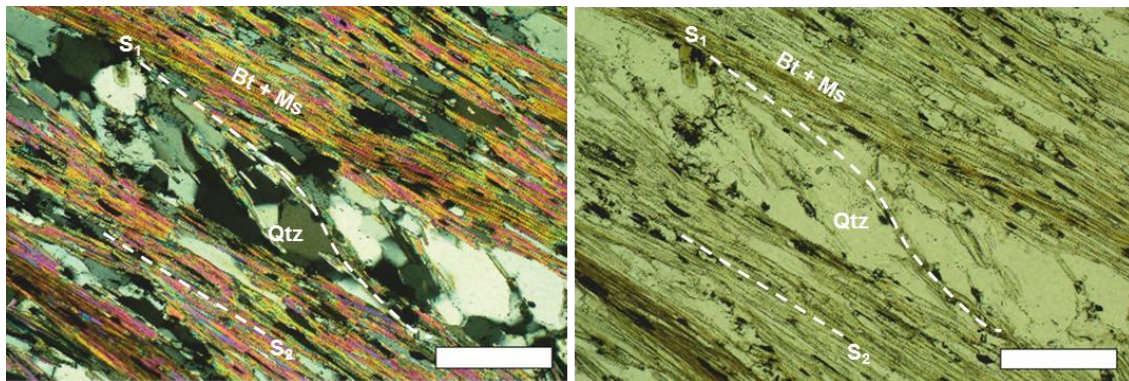


Fig. 68 - Pormenor da amostra P11 corte A, onde se observa a alternância entre as bandas Q e M, paralelas à foliação principal e destaque também para a ocorrência de uma foliação anterior, obliqua à foliação principal, evidente nas bandas Q (barra branca = 500 μ m).

F₂

A F₂ corresponde a uma fase de deformação muito importante no campo. Assim, é certo a ocorrência de estruturas microscópicas semelhantes às observadas na mesoescala, bem como a observação de estruturas geométricas e relações de blastese/deformação dificilmente estabelecidas no campo. Assim, neste tópico serão descritas as várias estruturas geradas durante esta fase.

A heterogeneidade desta unidade foi um dos aspetos salientados na mesoescala. Destaca-se a diminuição da granularidade para oriente (próximo contacto com a unidade dos filitos biotíticos) e a alteração da composição mineralógica, nomeadamente o diminuição do tamanho das estaurolites e a sua abundância. Porém, um dos aspetos que se mantem homogéneo em toda a unidade é a ocorrência de uma deformação polifásica, em que a principal fase de deformação é a dada pela foliação S₂, ou seja, a F₂.

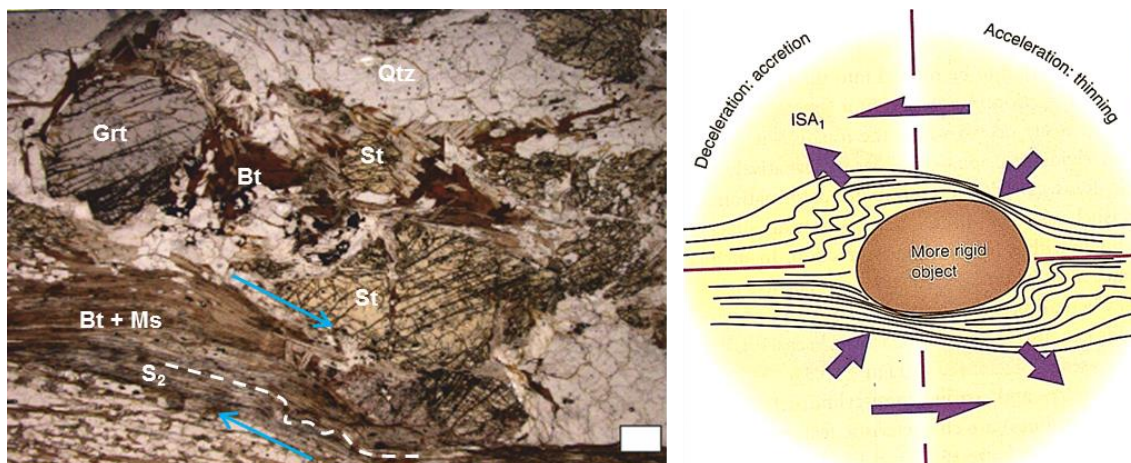


Fig. 69 – Micaxisto estaurolítico da amostra P1 corte B, com ocorrência de dobras junto ao mineral de estaurolite, resultante da atuação da deformação cisalhante correspondente a F_2 , junto de um corpo mais rígido (estaurolite) e que produz as dobras, tal como exemplificado na figura à direita (adaptado de Fossen, 2010) (barra branca = 500 μ m).

A foliação principal observada na microescala corresponde a uma foliação de carácter cisalhante, que nas amostras de textura porfirolepidoblástica, contorna os porfiroblastos gerando geometrias do tipo sigma e delta, tal como observado na mesoescala. Pontualmente destaca-se a ocorrência de micas dobradas em tornos das estaurolites. Não correspondem a crenulações que afetam S_2 , mas sim à deformação das micas devido às tensões de cisalhamento simples que atuaram sobre a estaurolite (mais competente), originando as dobras na periferia da estaurolite (fig.69). O mesmo carácter cisalhante é justificado nas amostras de textura granolepidoblástica (próximas do contacto com a unidade dos filitos biotíticos), pela observação dos planos de cisalhamento. A foliação cisalhada corresponde à foliação S_1 e a foliação principal que transpõe S_1 é a S_2 .

Esta foliação surge sempre a contornar os porfiroblastos, quer sejam de estaurolite, andalusite ou granada, o que aponta o seu carácter ante a sin-cinemático relativamente a F_2 . O mesmo sucede com os grãos de biotite do micaxisto biotítico, a este da unidade. Assim, a relação destes minerais como a foliação S_2 , permite concluir que estes minerais são ante a sin- F_2 . Exibem uma foliação interna anterior a S_2 , que corresponde a S_1 , e estão contornados e cisalhados pela foliação S_2 , o que permite concluir que estes minerais já existiam antes da atuação de F_2 e que permaneceram durante a atuação da mesma.

Autores como Passchier & Trouw (1996) definem *porfiroblastos* como um cristal único, de diâmetro superior à matriz envolvente e que se deduz ter crescido numa rocha solidificada em resposta às mudanças nas condições metamórficas. Esta

definição adequa-se aos porfiroblastos que temos vindo a falar, nomeadamente estauroлите, andaluzite, granada e biotites. Porém, Vernon (2004) explica que a ocorrência de *reliíquias de minerais originalmente maiores que mostram evidências de deformação interna e recristalização marginal* são designados por porfiroclastos. A sua existência está associada a rochas miloníticas que o mesmo autor define como *rochas finamente foliadas e fortemente lineadas, geralmente com porfiroclastos, formado por intensa deformação em alongamento, em zonas relativamente restritas. A formação da maioria dos milonitos envolve uma redução da granularidade dos grãos grosseiro originais*.

Na unidade A verifica-se redução gradual e rápida da granularidade da estauroлите para o contacto com a unidade dos filitos biotíticos, mas não há evidência petrográfica de que as estauroлитes de menor granularidade correspondam a reliíquias de cristais maiores. A sua associação frequente com andaluzite, biotite marca texturas de blastese. Por outro lado a variável granularidade de matriz em paralelo com o carácter contínuo ou mais espaçado da foliação remete para a existência de bandas M e bandas Q, refletindo a partição da deformação com domínios muito deformados (bandas M) e domínios pouco deformados (bandas Q). As estauroлитes mostram foliação interna, mas não deformação interna, porque durante a deformação cisalhante comportam-se como um corpo rígido, preservando S_1 no seu interior.

A realização de 2 secções de lâminas na mesma amostra permitiu confirmar a ocorrência de um *fabric* assimétrico, tal como mencionado anteriormente (fig. 66) e observado noutras litologias, tal como no micaxisto estaurolítico (fig. 70). Em todos eles, é evidente a forma alongada dos minerais na secção paralela à lineação (secção A), bem como uma orientação preferencial nítida. Este alinhamento mineral corresponde à lineação mineral identificada na mesoescala. Na secção perpendicular à lineação (secção B) estas características não são observadas ou muito pouco nítidas.

A deformação, é expressa também em outros parâmetros, nomeadamente a ocorrência de quartzos equidimensionais poligonizado, ligeiramente alongados e preferencialmente alinhados, apresentando frequentemente extinção ondulante e/ou lamelas de deformação que indicam deformação intracristalina (fig. 71). A deformação que atua sobre um cristal, poderá em determinadas altura promover um amplo número de deslocação espaciais na estrutura cristalina de um mineral. Como resultado, o cristal não extingue homogeneamente, sendo este efeito designado por extinção ondulante. As lamelas de deformação (fig. 72) correspondem também a defeitos na estrutura cristalina que apresenta alto-relevo ótico, e que normalmente têm orientação

preferencial distinta. Terminada a fase de deformação a que este foi sujeito, é submetido a um processo de recristalização pós-cinemático, identificado no quartzo pela poligonização destes.

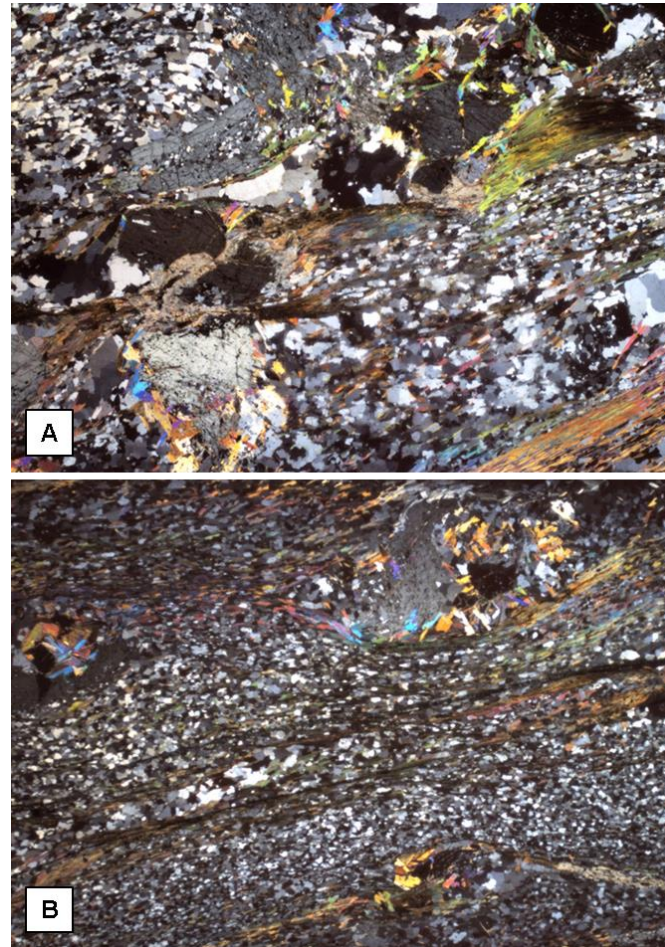


Fig. 70 - Microfotografia das lâminas completas realizadas a partir da amostra P1 em NX. A – Corte B - Micaxisto estaurolítico com destaque para a textura porfirolepidoblástica dada pelos clastos de estaurolite, andaluzite e granada, preferencialmente associados às bandas Q. B – Corte A – Micaxisto estaurolítico com destaque para o ocelo de estaurolite.

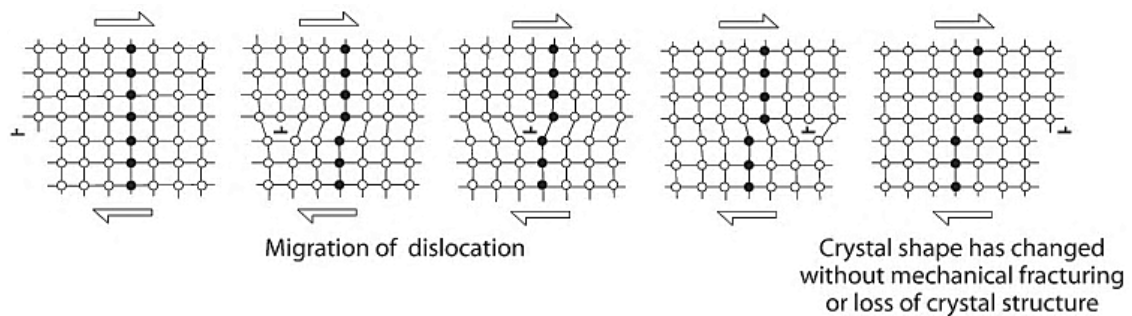


Fig. 71 - Esquema representativa da deformação intracristalina que ocorre nos minerais com a atuação da deformação cisalhante, que produz migrações das posições dos elementos, que se refletem na extinção evidenciada em muitos minerais, como por exemplo o quartzo.

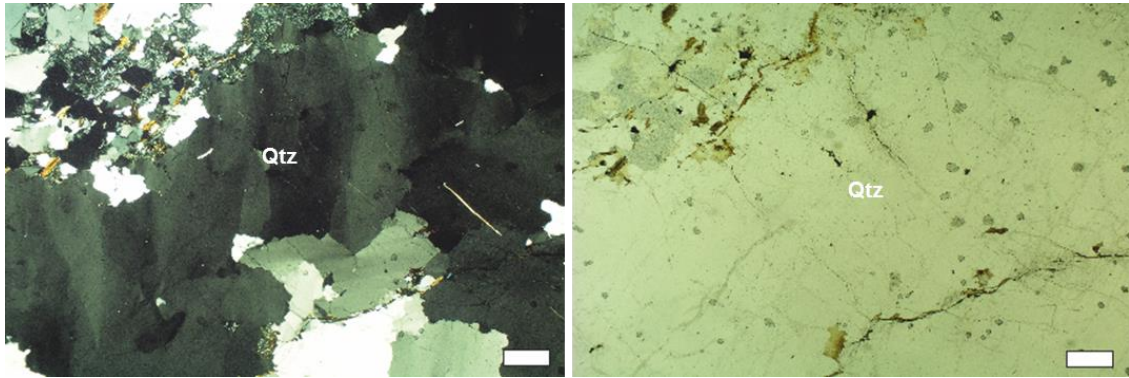


Fig. 72 - Lamelas de deformação resultante da atuação da deformação sobre o quartzo, observado na amostra P12 corte B (barra branca = 1mm).

Pós- F_2

Após a atuação da F_2 , ocorreu ainda uma deformação posterior a F_2 , pouco intensa e que produziu apenas ligeiras crenulações da foliação S_2 , bem visíveis na microescala, em particular nas amostras com granularidade reduzida tal como sucede nas amostras mais a este (fig. 73).

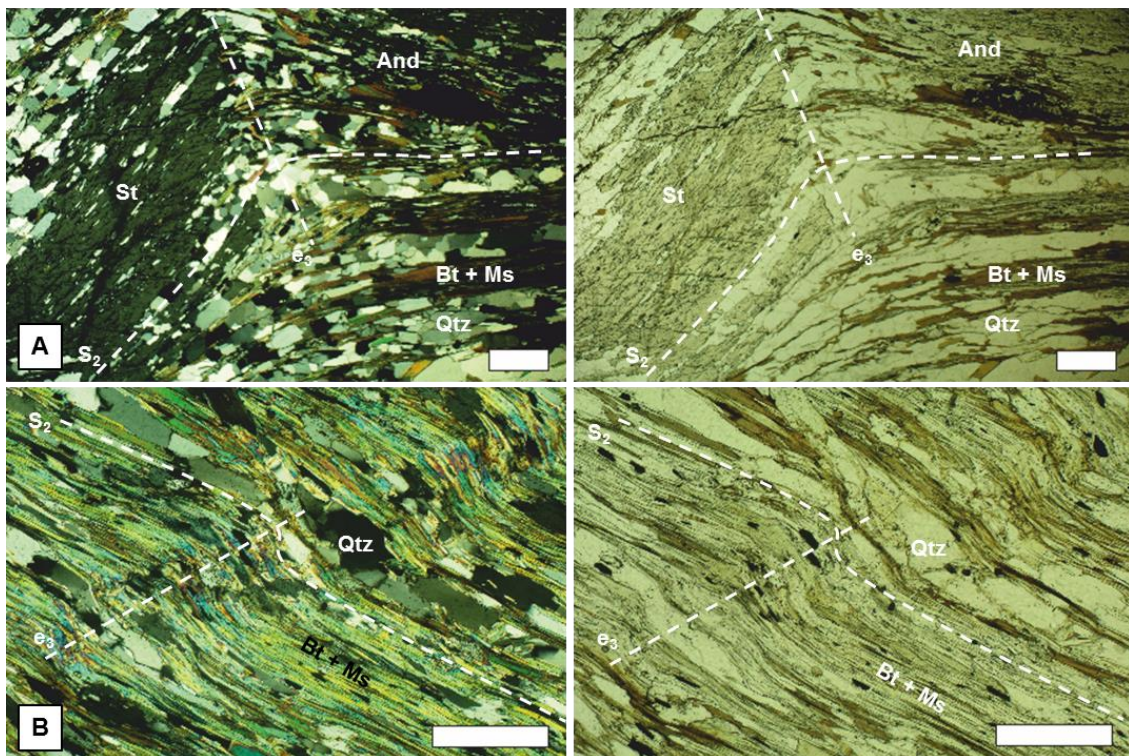


Fig. 73 – Crenulação pós- F_2 . A – Micaxisto estaurolítico da amostra P10 corte A, com S_2 crenulado que afeta a estauroлите e a andalusite alongadas paralelamente a S_2 (barra branca = 500 μ m); B – Micaxisto biotítico da amostra P11 corte A, com crenulação que afeta S_2 (barra branca = 1mm).

4.2 Unidade B

4.2.1 Descrição petrográfica

A unidade B constitui sob o ponto de vista litológico uma unidade muito mais homogénea que a anterior. Por este motivo, não houve necessidade de se colher um grande número de amostras. Optou-se por colher apenas três amostras ao longo da unidade, designadas de amostra P2, P3 e P4, colhidas durante a primeira campanha de amostragem.

Nas figuras seguintes, são apresentadas as microfotografias das lâminas completas das amostras. A comparação destas lâminas permite comprovar a homogeneidade textural e mineralógica da unidade observada na mesoescala (fig. 74).

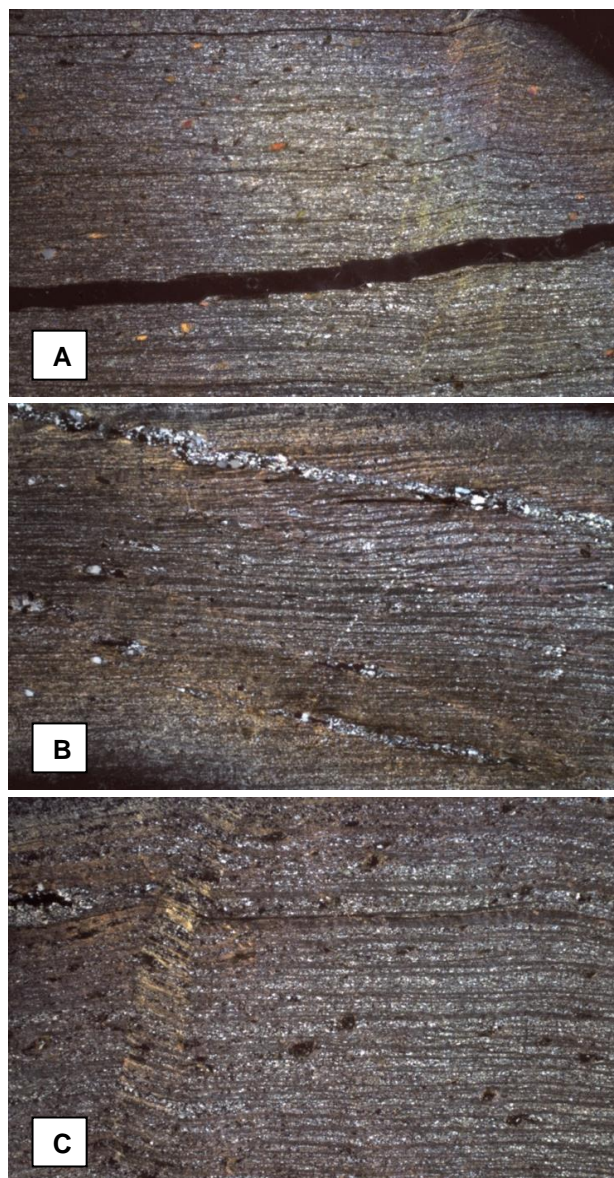


Fig. 74 - Microfotografia da lâmina completa do filito da unidade B em NX. Destaque para a textura granolepidoblástica, dada pela alternância de finas bandas Q e M, paralelas à foliação S_2 e pela ocorrência de biotites distribuídas aleatoriamente, mas paralelamente a foliação principal. A – Amostra P2; B – Amostra P3; C – Amostra P4. Destaque para a crenulação que afeta S_2 .

A textura corresponde a uma textura granolepidoblástica dada pela nítida orientação preferencial dos filossilicatos dispostos nas bandas M, que ocorrem em alternância com as bandas Q, conferindo à rocha um aspeto bandado bastante nítido. As bandas Q são bandas muito finas, compostas por aglomerados de quartzo poligonizado, de granularidade reduzida e equidimensionais. O quartzo geralmente apresenta um ligeiro alongamento e dispõem-se paralelamente à foliação principal, observado especialmente no corte A. Por sua vez, as bandas M correspondem a bandas ainda mais finas que as bandas Q, por serem compostas essencialmente por aglomerados de micas branca e alguma biotite de granularidade muito reduzida, equidimensionais e orientadas paralelamente à da foliação principal. Uma visão muito geral das bandas M, não permite perceber quais os minerais intervenientes nestas bandas devido à reduzida dimensão dos minerais, compactação dos mesmos e tonalidade escura, não permitindo a sua distinção, pelo que tem de se recorrer a ampliações maiores para se distinguir os minerais.

Quando recorremos a ampliações maiores (10x), distingue-se nas bandas Q a ocorrência de aglomerados de filossilicatos de espessura e granularidade ainda mais reduzida que os das bandas M orientados obliquamente aos filossilicatos da mesma. A orientação preferencial destes filossilicatos sugere a ocorrência de uma foliação anterior à foliação principal. Pontualmente distinguem-se *kinks*, formados pela orientação preferencial dos filossilicatos. Os filossilicatos correspondem essencialmente a biotite, moscovite e clorite. Destaca-se ainda a ocorrência de turmalina, de granularidade reduzida e forma euédrica, associado a ambas as bandas.

Um aspeto interessante é a ocorrência de opacos iguais aos que foram descritos na unidade A. Também nesta unidade ocorrem distribuídos aleatoriamente mas orientados preferencialmente segundo a foliação principal.

Outro aspeto comum em todas as amostras é a ocorrência de porfiroblastos de biotite, bem desenvolvido face aos restantes constituintes mineralógicos da rocha. As biotites são abundantes, distribuídas aleatoriamente mas preferencialmente associadas às bandas Q. As biotites estão sempre alinhadas paralelamente à foliação principal, por vezes contornadas ou a crescer sobre a foliação principal. As clivagens da biotite estão por vezes orientadas paralelamente à foliação, ou por vezes oblíquas a esta. Associadas às biotites, existe com frequência o intercrescimento de clorite, associada preferencialmente aos bordos da biotite mas ocorre por vezes também no interior da biotite em zonas de fratura da clivagem (fig. 75A e 75B).

A disposição do quartzo sugere em determinadas ocasiões foliação principal. Para além do quartzo que ocorre nas bandas Q, ocorre também próximo dos grãos de

biotite, formando caudas de recristalização ou então sob a forma de inclusões de quartzo, com distribuição aleatória e desorientada na biotite. Ainda associado a estas bandas quartzosas, observa-se a ocorrência de minerais de turmalina de tendência euédrica, muito escassas e dispersas aleatoriamente (fig. 75C).

4.2.2. Deformação

F_1

A fina foliação mascara a ocorrência de uma foliação anterior (S_1), visível nas bandas quartzosas, mais evidente quando as micas contornam essa foliação, tal como observado na figura 75C. A deformação desta foliação evidencia a ocorrência de uma deformação cisalhante e fortemente compressiva posterior a F_1 , que a torna muito subtil, sendo apenas identificada com recurso à microscopia. O caracter cisalhante de F_2 que afetou a foliação S_1 deformou também as biotites presentes na lâmina de tal forma que se observam biotite com clivagens ondulantes (fig. 76), que correspondem a S_1 crenulado por F_2 .

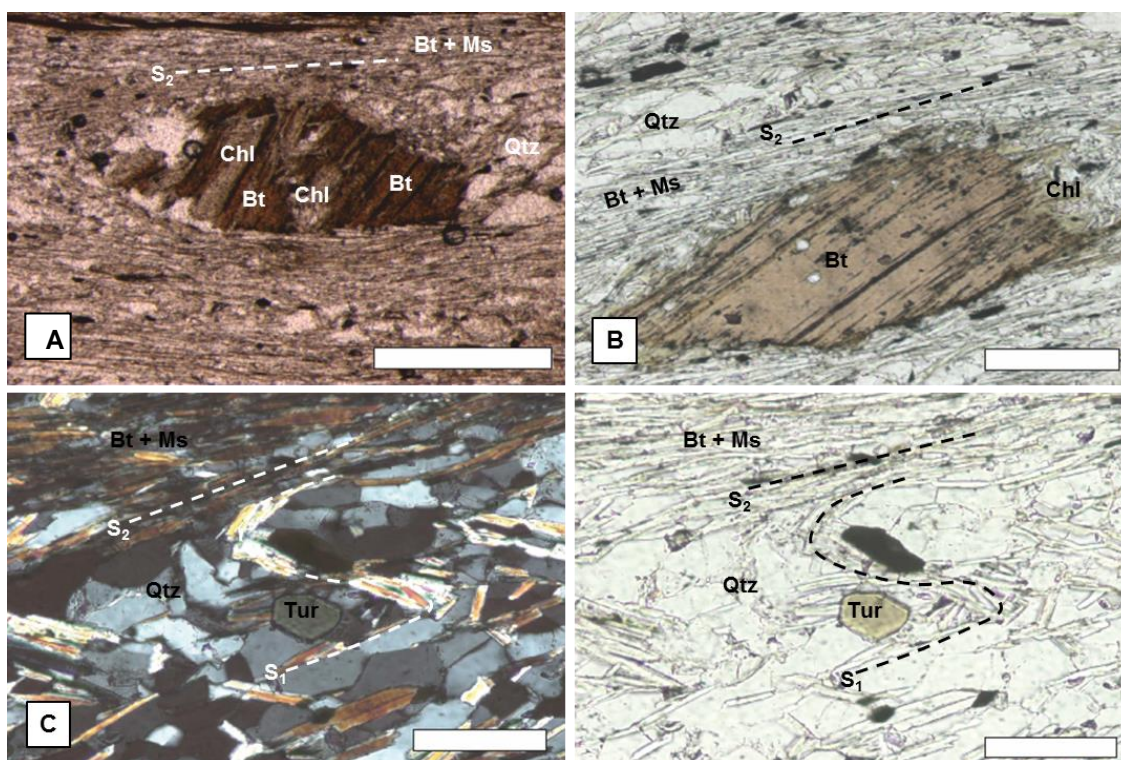


Fig. 75 - Porfiroblastos de biotite dos filitos da unidade B. A – Biotite cloritizada, contornada pelo S_2 , observada na amostra P2 (barra branca = 500 μ m); B – Biotite com clorite nos bordos e inclusões de quartzo, contornada pela foliação S_2 observada na amostra P2 (barra branca = 500 μ m); C – Turmalina associada às bandas Q, com destaque para a ocorrência de S_1 dobrado observado na amostra P2 (barra branca = 100 μ m).

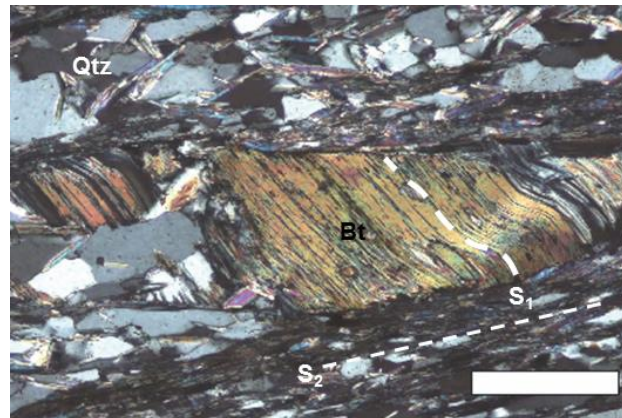


Fig. 76 - Pormenor de uma biotite cisalhada, com destaque para as clivagens orientada paralelamente à foliação S_1 observado na amostra P2, corte A (barra branca = 200 μm).

F_2

A ocorrência da F_2 está essencialmente representada pela ocorrência da foliação principal que transpõe o S_1 mencionado anteriormente, pelo que corresponde a S_2 . Esta foliação geralmente recorta ou contorna os porfiroblastos de biotite, que se destacam na amostra pela sua granularidade e deformação. A ocorrência de biotites cisalhadas pelo F_2 coloca a sua génese ante a $\text{sin-}F_2$. As biotites que estão a crescer sobre o S_2 são biotites pós- F_2 , que não foram afetadas por cisalhamento.

O carácter cisalhante da F_2 está representado pela ocorrência do cisalhamento de S_1 , e pela forte deformação da biotite, que apresenta frequentemente sob a forma de *mica fish* (fig. 77), orientados geralmente paralelamente ao S_2 , com clivagens paralelas a S_1 . O *mica fish* pode ser observado na figura 78.

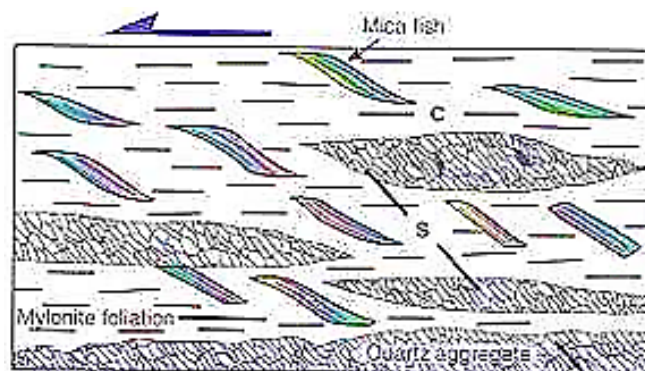


Fig. 77 - Esboço representativo da formação de mica fish devido à atuação da deformação cisalhante (adaptado de Fossen, 2010)

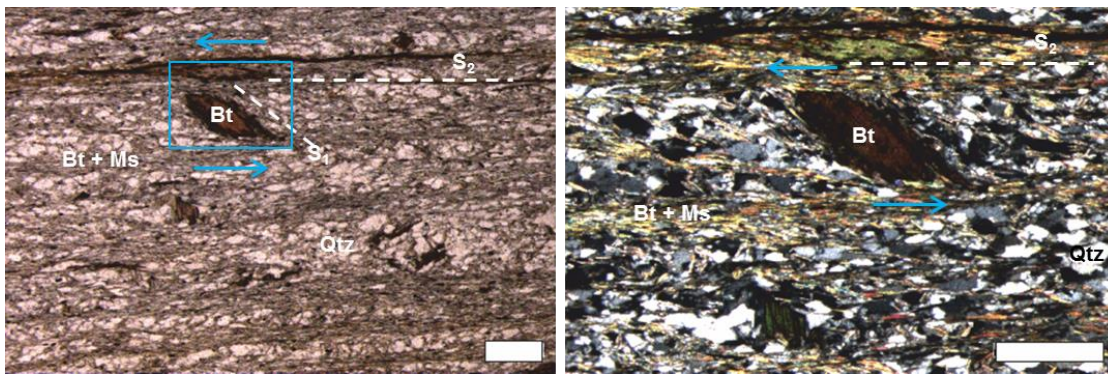


Fig. 78 – *Mica fish* de biotite, orientado obliquamente ao S_2 , gerado durante a atuação de F_2 de carácter cisalhante observada na amostra P2 corte A (barra branca = 500 μm).

Tal como nas unidades anteriores, também aqui se destaca a ocorrência de quartzos fortemente deformados, com extinção ondulante e poligonizados, geralmente alinhados paralelamente com S_2 . Também nesta unidade se destaca a assimetria de *fabric*, evidente principalmente com recurso a ampliações maiores.

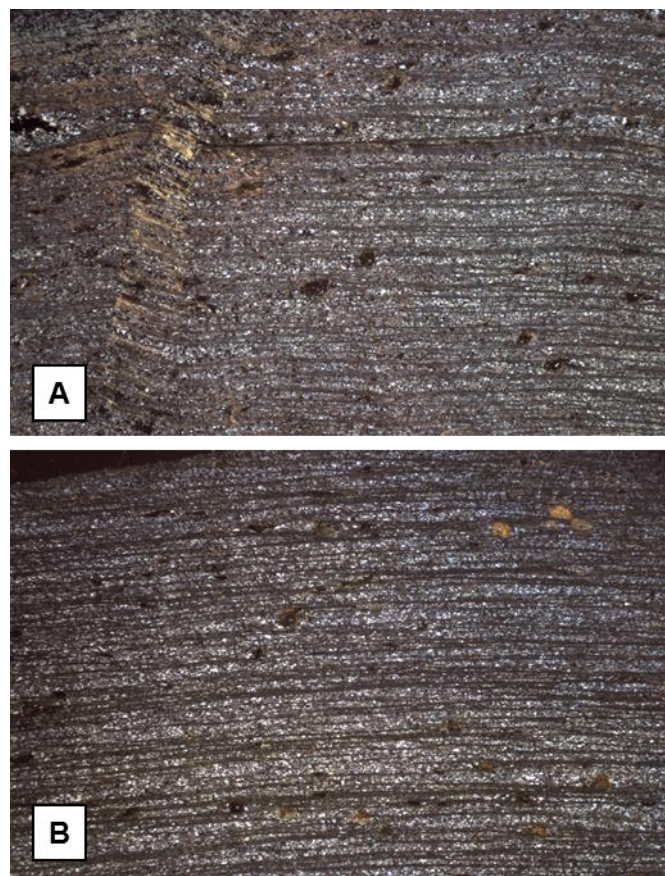


Fig. 79 - Microfotografia da lâmina completa da amostra P4 corte B (A) e corte A (B) (em NX). Destaca-se nesta amostra a ocorrência de um *fabric* assimétrico.

Pós-F₂

A foliação S₂ é observada por vezes crenulada, resultante da atuação de uma deformação posterior à S₂, não penetrativa, representada apenas pela crenulação evidente observada em toda a unidade (fig. 79A). É na observação destas estruturas que se afirma a ocorrência de uma 3ª fase de deformação que afetou esta unidade.

4.3 Unidade C

4.3.1. Descrição petrográfica

Os metagrauvaques, metapelitos e filitos desta unidade apresentam como esperado, mineralogia típica de baixo grau metamórfico, com abundância de quartzo e filossilicatos nomeadamente moscovite, biotite e clorite. Em menores percentagens, ocorre também clorite vermiculítica, epídoto, turmalina e mais raramente plagioclase.

O quartzo é um dos minerais mais abundantes, tal como a mica branca. Apresenta-se em geral com granularidade fina, salvo algumas exceções, nomeadamente o que ocorre nos filonetes onde se observam grãos de quartzo um pouco maiores. A mica branca tem uma granularidade fina, análogo ao do quartzo, que se encontra alinhada paralelamente à foliação.

O metamorfismo que afetou esta litologia é de baixo a muito baixo grau, sendo possível a identificação, na microescala, de estruturas sedimentares e uma foliação S₁, mais ou menos paralelizadas. As estruturas sedimentares, correspondem a bandas mais espessas do que a foliação, que é muito mais fina, e marcada pela orientação preferencial de filossilicatos: mica branca e clorite.

Dependendo da litologia, é possível observar com clareza ou não a ocorrência de uma foliação bem marcada. Nos metagrauvaques onde foram realizadas algumas amostras, não é muito nítida a ocorrência de uma foliação devido ao elevado conteúdo quartzoso, porém, ainda assim é possível distinguir um alinhamento preferencial do quartzo poligonizado e das raras micas observadas. Quando o conteúdo em filossilicatos é maior, é possível observar com maior clareza a ocorrência da foliação (fig.80).

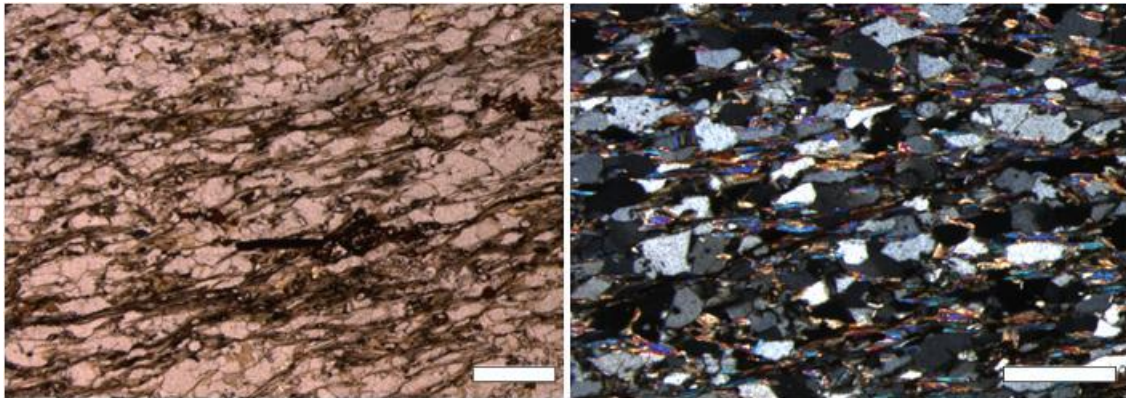


Fig. 80 – Pormenor da amostra P5 corte B, onde se destaca a ocorrência de S_1 , paralelo às bandas Q e M. Destaque para a ocorrência de quartzo poligonizado alinhados paralelamente a S_1 (barra branca = 500 μ m).

4.3.2 Deformação

F_1

Nesta unidade, contrariamente ao que sucedia nas unidades anterior, predominam as estruturas geradas pelo F_1 , tal como foi constatado na mesoescala. Na microescala, destaca-se a ocorrência de níveis sedimentares, indicadores de S_0 e de uma foliação principal mais ou menos bem marcada (fig.81). A foliação observada na grande maioria das amostras colhidas nesta área é a única observada na microescala. Tal facto aponta para que essa fase seja a principal fase de deformação que afetou esta rocha e que produziu uma foliação penetrativa designada por S_1 , observada em toda a unidade.

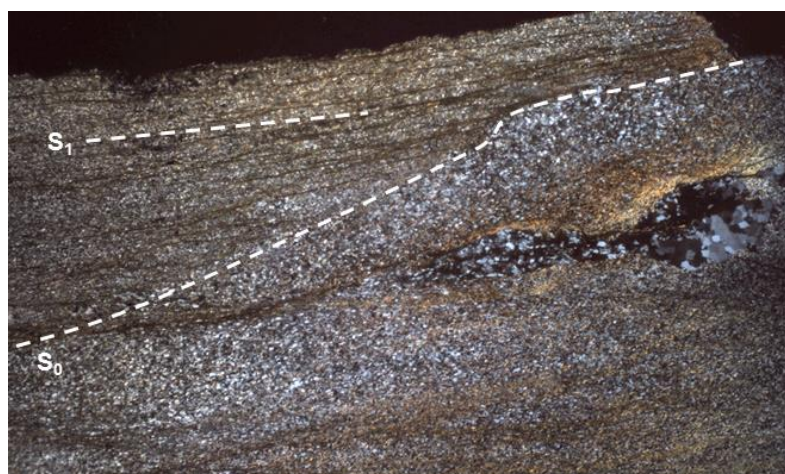


Fig. 81 – Microfotografia da lâmina completa da amostra P5, corte B, onde é possível observar a ocorrência de S_0 e S_1 .

F₂

As estruturas geradas por F₂ ocorrem pontualmente. Na amostra P7 (fig. 82) é possível observar a ocorrência da foliação S₂ gerada por F₂, e que é responsável pela crenulação de S₁. Esta amostra é a única em que se observa a ocorrência de uma foliação S₂.

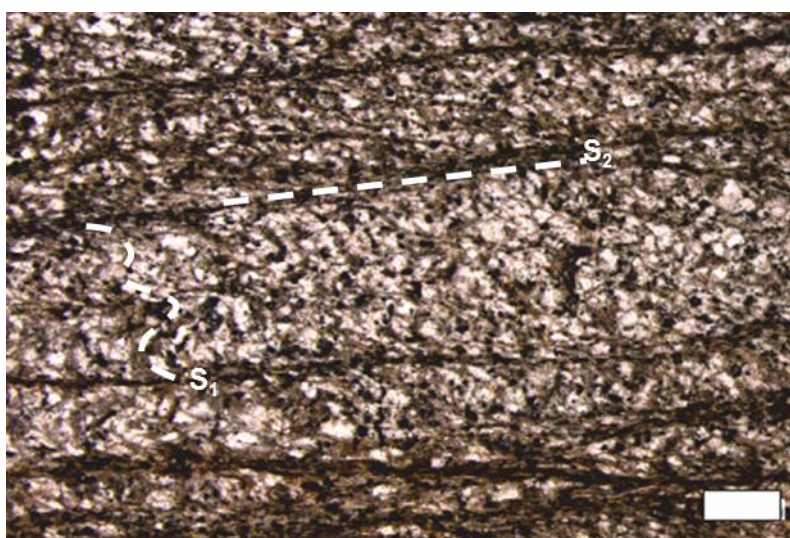


Fig. 82 – Crenulação de S₁ preservada entre os planos de S₂ observada num filito colhida junto à povoação de Jancido (barra branca= 500µm).

4.4 Mineralogia e condições metamórficas

Foram realizadas algumas análises químicas pontuais a alguns minerais tais como a estauroлите, andaluzite, granada, clorite, biotite e moscovite. As fórmulas estruturais foram calculadas com recurso ao programa Ax, rotina do Programa de Powell & Holland, 2006, *Thermocalc* e que podem ser consultadas no anexo 3.

O fato mais marcante na obtenção de análises à microsonda e que está de acordo com o observado na microescala foi a retrogradação generalizada das unidades, geralmente e bem marcada na substituição da biotite por clorite. De facto, a biotite, mesmo mantendo a coloração castanha típica, as análises fechavam de forma anómala, devido à substituição.

A análise química pontual realizada com recurso à microsonda eletrónica, permitiu ainda a obtenção de alguns dados nomeadamente:

- A granada revela-se como uma granada do tipo almandina, típica neste tipo de xistos pelíticos;

- A clorite, tal como referido acima, é regra geral de substituição, o que a exclui de um possível geotermómetro baseado na substituição Al^{IV} vs Al^{IV} .

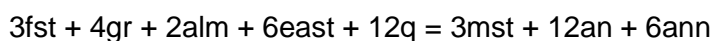
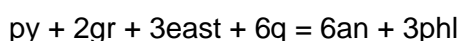
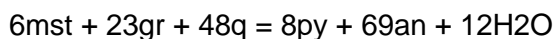
- Os opacos, correspondem essencialmente a ilmenite e rútilo e ocorrem dispersos, quer seja como inclusões noutros minerais (estauroлите e clorite respetivamente) quer seja em inter-grão;

- Ocorrência de zircão, monazite e apatite sob a forma de inclusões na estauroлите;

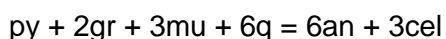
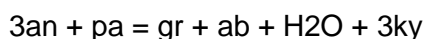
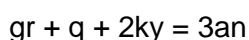
Assim, além da fórmula estrutural, obtém-se ainda a atividade dos diversos membros finais minerais, que permita modelizar a pressão e temperatura. No presente caso, informação cedida pelos colegas (Paulo Castro e Telmo Santos do LNEG) que modelizaram a pressão e temperatura na amostra P1 corte B, que continha granada e estauroлите.

As seguintes equações, obtidas a partir da atividade de membros-finais relativos às paragénese M1 (metamorfismo associado a uma fase 1) e M2 (metamorfismo associado a uma fase 2), foram as que deram as condições PT de, respetivamente.

- **M1:** $T \approx 635^\circ\text{C}$ $P \approx 5.7\text{ kbar}$



- **M2:** $T \approx 437^\circ\text{C}$ $P \approx 4.9\text{ Kbar}$



Foi calculado um pico metamórfico, local, com 635°C e 5.7 kBar , com evolução para 437°C / 4.9 kBar . De registar o facto de para a modelização da temperatura de retrogradação a estauroлите não apresentar atividade, tendo um comportamento de porfiroclasto. A ocorrência de monazite revela-se particularmente interessante quando incluída em estauroлите. Assim, tendo em conta a temperatura de fecho do sistema

isotópico na monazite (ca. 500°C), a temperatura de retrogradação obtida (437°C) não terá reaberto o sistema isotópico.

Trabalhos em curso permitirão, deste modo, obter uma idade para a blastese da estauroлите.

Capítulo 5 – Considerações finais

Os trabalhos de levantamento geológico levados a cabo na freguesia da Foz do Sousa permitiram definir três unidades com base em critérios litológicos, estruturais e metamórficos, observados no campo e detalhados pelo estudo petrográfico, mineralógico e micro-estrutural. A conjugação destes critérios e metodologias pôs em evidência e existência de contrastes na deformação e no grau metamórfico.

Todas as unidades são afetadas por deformação polifásica cuja intensidade decresce de W para E. Na unidade A e B, a F_2 corresponde à fase penetrativa, de carácter fortemente não-coaxial, evidenciado pela observação de estruturas rotacionais, onde se destacam porfiroblastos de estauroлите com geometria do tipo sigma e delta, dobras isoclinais e *fabrics* assimétricos. Nestas unidades, e em particular na unidade A, é notória a redução da granularidade textural da rocha, também notória nas estauroлитes, no sentido de Oeste para Este. Esta redução da granularidade ocorre progressivamente e em poucas centenas de metros.

Na unidade C, a F_2 ocorre como uma clivagem de crenulação sendo a S_1 a foliação mais penetrativa ou seja a F_1 é a fase mais representada. Contudo nesta unidade também se observa o carácter não-coaxial de F_2 .

O metamorfismo também decresce de intensidade de grau no mesmo sentido, sendo a unidade A essencialmente constituída por xistos estaurolíticos, a unidade B por filitos e quartzofilitos biotíticos e a unidade C por filitos e metagrauvaques.

Por contraposição com a estrutura varisca regional, expressa na estrutura do Anticlinal de Valongo, não só o número de fases de deformação é distinto, mas também o tipo e a intensidade da deformação, a geometria das estruturas nomeadamente as evidências de deformação não-coaxial e de lineação *dip-slip*, assim com o grau de metamorfismo e a sua variação.

Estes aspetos poderão estar relacionados com faixas de intensa deformação associadas a zonas de cisalhamentos dúcteis discretos, sublinhada por rochas miloníticas, (que não foram evidenciados na cartografados na área de estudo) ou corresponder a uma faixa regional de deformação heterogénea não coaxial, dúctil (unidades A e B) a dúctil-frágil (unidade C), associada a um gradiente térmico lateral que condiciona o grau metamórfico.

Em suma, coloca-se a questão de as diferenças de grau metamórfico entre unidades corresponderem a um gradiente metamórfico orogénico condensado ou a saltos metamórficos limitados por importantes cisalhamentos (Ferreira *et al.*, 2013.)

Esta hipótese/interpretação deve ser confrontada com a existência de um gradiente metamórfico tal como ele tem sido definido nesta área (Teixeira *et al.*, 1962; Ribeiro *et al.*, 2008a) ou na região mais a SE (e.g. Vale Aguado, 1992; Valle Aguado *et*

al., 1993). A variação do grau metamórfico tem sido interpretada como um gradiente regional que afeta as litologias do CXG (Teixeira *et al.*, 1962; Valle Aguado *et al.* 1993,), sendo de salientar que o mesmo pode ser condensado (Ferreira, *et al.*, 2013; Ribeiro *et al.*, 2008b), variando desde filitos de muito baixo grau até xistos estaurolíticos. Para os xistos estaurolíticos da área em estudo (segundo informação oral de Paulo Castro e Telmo Santos, LNEG), foram determinadas condições termobarométricas de $P=5.7$ Kbar e $T=635^{\circ}\text{C}$ (estudos termobarométricos preliminares). Já tinha sido referido que, no sector de Fânzeres-Gondomar, o sincronismo do magmatismo sin-orogénico com o pico das condições metamórficas, representadas por paragénese com estaurolite e sem cordierite, excluía condições barométricas inferiores a 0,2 GPa, implicando profundidades mínimas da ordem dos 6 a 7 km (Ribeiro *et al.*, 2008b).

O presente estudo, dada a sua limitada duração temporal, não permite aprofundar cada uma destas hipóteses mas apenas registá-las e confronta-las com aquisição e integração de mais dados litológicos, estruturais, petrográficos e metamórficos, salientando a necessidade de continuar a investigar o significado desta faixa metamórfica.

Resulta deste estudo a elaboração de várias hipóteses ainda em aberto:

- A Faixa Metamórfica Porto-Viseu pode ser caracterizada por uma zonalidade metamórfica condensada associada a um elevado gradiente térmico lateral;
- Podem verificar-se saltos metamórficos marcados por acidentes com milonitização mais ou menos intensa associada a cisalhamento dúcteis discretos;
- Pode verificar-se a conjugação simultânea e /ou sucessiva destes dois processos faixa regional alargada, com deformação heterogénea não coaxial, associada a um elevado gradiente térmico lateral.

Referências bibliográficas

- Acciaoli, M. H., 1997. *Processos metamórficos variscos na Serra da Freita (Zona Centro-Ibérica, Portugal)*. Tese de Doutoramento, Universidade de Aveiro.
- Atherton, M. P., Atkin, B. P., Naggar, M. H., 1974. *Kyanite in the Hercynian metamorphic rocks of the Oporto-Viseu belt, North Portugal*. *Geologie in Mijnbouw*, 53: 189-192pp.
- Burg, J. P., Iglesias, M., Laurent, Ph., Matte, Ph. e Ribeiro, A., 1981. *Variscan intracontinental deformation: the Coimbra – Córdoba shear zone (SW Iberian Península)*. *Tectonophysics*, 78:161- 177pp.
- Esteves, A., Valle Aguado, B., Azevedo, M. (2006). *Metamorfismo Barroviano Varisco na Zona Centro Ibérica: Novas Evidências na Cintura Metamórfica de Porto-Viseu*. Livro de resumos VII Congresso Nacional de Geologia. Volume I, 73-76pp. Universidade de Évora: Sociedade Geológica de Portugal e Universidade de Évora.
- Farias, P., Gallastegui, G. González-Lodeiro, F., Marquínez, J., Martín-Parra, L. M., Martínez- Catalán, J. R., Pablo-Maciá, J. G. e Rodríguez-Fernández, L. R., 1987. *Aportaciones al conocimiento de la litoestratigrafia y estructura de Galicia Central*. *Mem. Fac. Ciênc. Univ. Porto.*, 1: 411-431.
- Fernandes, J. P., Chaminé, H. I. & Sodrê Borges, F., 1998. *Considerações Sobre o possível significado de marcadores cinemáticos na Unidade dos Xistos de Fânzeres (Porto, Portugal)*. In: 4ª Conferência Anual GGET'98. GEOlogos, Revista do Departamento de Geologia da Universidade do Porto, 2, pp. 153-156.
- Ferreira, P. A., Ribeiro, M. A., Castro, P., Rodrigues, J. F., 2013. *Aspectos cartográficos e estruturais da Faixa Metamórfica Porto-Viseu na região da Foz do Sousa (E do Porto)*. In: Moreira, N., Pereira, I., Couto, F., Silva, H. 2013. Livro de Actas do III Congresso de Jovens Investigadores em Geociências, LEG 2013 & 6Th Meeting of pos-graduation in physics and Earth Sciences of University of Évora, Estremoz, 224pp.
- Fossen, H. (2010). *Structural Geology*. Cambridge : Cambridge University Press. 360p
- Iglésias, M. e Ribeiro, A., 1981. *Zones de cisaillement ductile dans l'arc ibéro-armoricain*. *Com. Serv. Geol. Port.*, 67: 85-87pp.
- Julivert, M., Fontbote, J. M., Ribeiro, A. e Nabais Conde, L. E., 1972. *Mapa Tectónico da Península Ibérica Y Baleares, Escala 1:1 000 000*, e Memória Explicativa (1974), 1-113. *Inst. Geol. Min. España*.
- Julivert, M., Martínez, F. J. e Ribeiro, A., 1980. *The Iberian segment of the European Hercynian foldbelt*. In: J. Cogné e M. Slansky (Coords.), *Géologie de l'Europe du*

Précambrien aux bassins sédimentaires post-hercyniens. XXVI Congrès Géologique International – Coloque C6, pp: 132-158pp. Bureau de Recherches Géologiques et Minières.

Kretz, R. 1983. *Symbols for rock-forming minerals*. Am. Mineral. 68:277-279

Martínez, F. J., Julivert, M., Sebastian, A., Arboleya, M.L. & Gil Ibarguchi, J.I., 1988. *Structural and thermal evolution of high grade areas in the northwestern parts of the Iberian Massif*, Am. J. Sci., 288.

Martínez Catalán, J.R., Martínez Poyatos, D. & Bea, F., 2004b. *Zona Centro Ibérica*. In Vera, J.A (Ed.) 2004, Geología de España. SGE-IGME, Madrid, 890p.

Matte, P., (1991). *Accretionary history and crustal evolution of the Variscan belt in Western Europe*. Tectonophysics, 196: 309-337pp.

Matte, P., (1986b). *Tectonics and plate tectonics model for the Variscan Belt of Europe*. Tectonophysics, 126: 329-374pp.

Matte, Ph., 2001. *The Variscan collage and orogeny (480-290 Ma) and the tectonic definition of the Armorica microplate: a review*. Terra Nova.

Matte, Ph. & Burg, J.P., 1981. Sutures, thrusts and nappes in the Variscan Arc of western Europe: plate tectonic implications. In: Mc Clay, K.R. & Price, N. J. (Eds.). Thrust and Nappes Tectonics. The Geol. Soc. London, Sp. Publ., 353-358pp.

Medeiros, C. (1963). Carta Geológica de Portugal à escala 1/50 000, Folha 13-B, Castelo de Paiva, Direcção Geral de Minas e Serviços Geológicos, Lisboa.

Meireles, C. (2011). *Litoestratigrafia do Paleozóico do sector a Nordeste de Bragança (Trás-os-Montes)*. Dissertação de Doutoramento em Geociências, Faculdade de Ciências da Universidade do Porto, Departamento de Geociências, Ambiente e Ordenamento do Território, Porto.

Oen, I. S. (1958). The geology, petrology and ore deposits of the Viseu region, northern Portugal. (U. D. Amsterdam, Ed.)

Oen, I. S., 1970. Granit intrusion folding and metamorphism in central northern Portugal. Bol. geol. min. España, 81, 2/3: 271-298.

Passchier, C. W. e Trouw, R. A. J., 1996. *Microtectonics*. Springer, 289 pp.

Quesada, C., 1992. *Evolución tectónica del Macizo Ibérico (Una historia de crecimiento por acreencia sucesiva de terrenos durante el Proterozoico superior y el Paleozoico)*. In: J. G. Gutiérrez Marco, J. Saavedra e I. Rábano (Eds.), Paleozoico Inferior de Ibero América, 173-190pp. Universidade de Extremadura.

- Ribeiro, A. 2013. *A evolução geodinâmica de Portugal; uma introdução*. In: Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P., Kullberg, J., Geologia de Portugal. Volume I - Geologia Pré-mesozóica de Portugal. Escolar Editora. 807pp
- Ribeiro, A., Antunes, M. T., Ferreira, M. P., Rocha, R. B., Soares, A. F., Zbyszewski, G., et al. (1979). *Introduction à la géologie générale du Portugal*. Lisboa: Serviços Geológicos de Portugal.
- Ribeiro, A. 2013. *Evolução geodinâmica de Portugal; os ciclos ante-mesozóicos*. In: Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P., Kullberg, J., Geologia de Portugal. Volume I - Geologia Pré-mesozóica de Portugal. Escolar Editora. 807pp.
- Ribeiro, M.A., Sant'Ovaia, H., Dória, A., 2008a). *Deformação, metamorfismo e magmatismo na região do Porto*. In. *A Terra: Conflitos e Ordem*. Homenagem ao Prof Ferreira Soares, MMGUC, Coimbra, 273-282pp;
- Ribeiro, M.A., Dória, A., Sant'Ovaia, H., 2008b). *Relações entre deformação, magmatismo e metamorfismo na região oriental do maciço do Porto*. In. Sant'Ovaia, H., Dória, A. & Ribeiro, M.A. (eds), "GGET'08 – 8ª Conferência Anual, 24-25 de Julho 2008" – Resumos alargados, Memórias nº 13, Univ. Porto, Faculdade de Ciências, Depº Geologia, 39-43.
- Reavy, J. (1987). *An investigation into the controls of granite plutonism in the Serra da Freita region, Northern Portugal*. Tese de doutoramento não publicada. Universidade de St Andrews.
- Reavy, J. (1989). *Structural controls on metamorphism and syn-tectonic magmatism: the Portuguese Hercynian collision belt*. J. Geol. Soc., London, 146: 649-657.
- Robardet, M., & Gutiérrez Marco, J. (1990). *Sedimentary and Faunal Domains in the Iberian Peninsula During Lower Paleozoic Times*. In R. Dallmeyer, & E. Martínez García, Pre-Mesozoic Geology of Iberia (416pp). Athens / Oviedo, EUA / Espanha: Springer - Verlag.
- Schermerhorn, L. J. G (1956). *Igneous, metamorphic and ore geology of the Castro Daire – São Pedro do Sul – Sátão region (Northern Portugal)*. Comun. Serv. Geol. Portg., 37, 5-617pp.
- Sousa, B. (1985). *Prespectivas sobre os conhecimentos actuais do complexo xisto-grauváquico de Portugal*. (M. e. geológico, Ed.) 16pp.
- Teixeira, C., Perdigão, J., & Torre de Assunção, C. (1962). *Notícia explicativa da folha 13A - Espinho à escala 1/50000*. Lisboa: Serviços Geológicos de Portugal
- Twiss R. J. e Moores, E. M., 1992. *Structural Geology*. Feeman and Company, 532 pp.

- Valle Aguado, B., Arenas, R., Martínez Catalán, J. R. (1993). *Evolución metamórfica hercínica en la región de la Serra de Arada (Norte de Portugal)*. Comunicações Instituto Geológico e Mineiro, 79, pp.41-61.
- Valle Aguado, B., 1992. *Geología structural de la Zona de Cizalla de Porto-tomar en la region de Oliveira de Azeméis – Serra da Arada (Norte de Portugal)*. Tese de Doutoramento não publicada, Universidade de Aveiro.
- Vera, J. A. (Ed), 2004. *Geología de Españã*. SGE-IGME, Madrid, 890p.
- Vernon, R. H., 2004. *A practical guide to rock microstructure*. Cambridge University Press, 594 pp.
- Whitney, D. L. and Evans, B. W., 2010. *Abbreviations for names of rock forming minerals*. American Mineralogist, vol.95, 185-187.

Anexos

Anexo 1

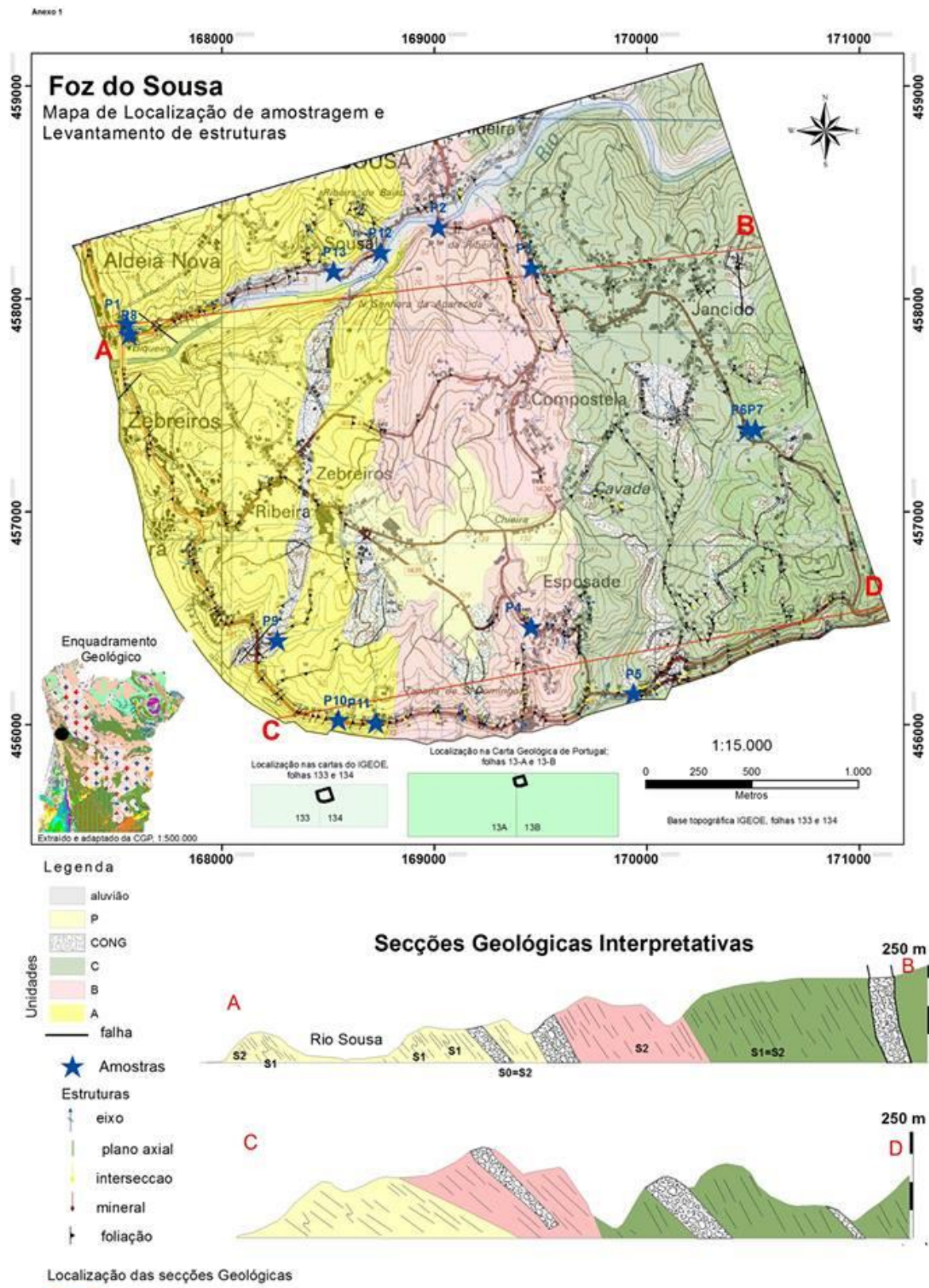


Fig. 83 - Mapa geológico da área de estudo

Anexo 2

Tabela 2 – Tabela síntese das principais características mesoscópicas e microscópicas das amostras colhidas na área de estudo.

Amostras da Foz do Sousa						
Unidade	Amostra	Orientação da amostra	Mesoescala		Microescala	
			Litologia	Porfiroblastos identificados	Mineralogia	Textura
A	P1	N350°E/46°NE	Micaxisto estaurólítico	St > 5cm (eixo maior)	St, And, Gr, Ms, Bt, Qtz, Tur e Chl	Porfirolepidoblástica
	P2	N350°E/44°NE	Filito biotítico	Bt	Bt, Ms, Qtz, Tur e Chl	Granolepidoblástica
	P3	N352°E/60°NE	Filito biotítico	Bt	Bt, Ms, Qtz, Tur e Chl	Granolepidoblástica
	P4	N355°E/50°NE	Filito biotítico	Bt	Bt, Ms, Qtz, Tur e Chl	Granolepidoblástica
C	P5	N356°E/40°NE	Metagrauwaque	Não identificado	Bt, Ms, Qtz, Tur e Chl	Granolepidoblástica
	P6	Não orientada	Filito	Não identificado	Bt, Ms, Qtz, Tur e Chl	Granolepidoblástica
	P7	Não orientada	Filito	Não identificado	Bt, Ms, Qtz, Tur e Chl	Granolepidoblástica
	P8	N344°E	Quartzito	Não identificado	Qtz, Ms, Bt e Gr	Granoblástica
A	P9	Não orientada	Micaxisto estaurólítico	St < 5cm (eixo maior)	St, And, Gr, Ms, Bt, Qtz, Tur e Chl	Porfirolepidoblástica
	P10	N20°E/36°SE	Micaxisto estaurólítico	St < 5cm (eixo maior)	St, And, Ms, Bt, Qtz, Tur e Chl	Porfirolepidoblástica
	P11	Não orientada	Micaxisto biotítico	Bt	St, And, Ms, Bt, Qtz, Tur e Chl	Granolepidoblástica
	P12	Não orientada	Metaconglomerado	Qtz	Qtz, Ms e Bt	Granoblástica
	P13	N10°E/54°SE	Micaxisto estaurólítico	Raras St < 5cm (eixo maior)	Gr, Ms, Bt, Qtz e Chl	Granolepidoblástica

Anexo 3

- **Estaurolite**

Tabela 2 – Análise química efetuada sobre as estaurolites da unidade A das amostras P1A e P10B, tendo-se obtido valores que classificam a estaurolite como sendo do tipo Fe-estaurolites.

Sample	P1A				P10B			
SiO ₂	27.97	27.13	27.56	27.54	26.43	26.84	25.86	26.83
TiO ₂	0.55	0.61	0.55	0.70	0.53	0.42	0.40	0.49
Al ₂ O ₃	55.65	55.57	55.63	55.40	52.70	54.86	55.53	54.35
Cr ₂ O ₃	0.04	0.05	0.07	0.11	0.05	0.02	0.06	0.13
Fe ₂ O ₃	1.05	0.97	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	12.55	11.69	13.36	12.70	13.01	13.18	13.11	12.78
MnO	0.15	0.31	0.31	0.45	0.33	0.27	0.26	0.23
MgO	1.64	1.35	1.55	1.45	1.54	1.52	1.53	1.59
CaO	0.00	0.02	0.03	0.02	0.00	0.00	0.01	0.01
Na ₂ O	0.02	0.02	0.05	0.03	0.06	0.01	0.04	0.04
K ₂ O	0.00	0.01	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.03
Totals	99.61	97.73	99.11	98.43	94.65	97.13	96.80	96.47
Oxygens	46.0	46.0	46.0	46.0	46.0	46.0	46.0	46.0
Si	7.591	7.486	7.536	7.565	7.578	7.488	7.248	7.527
Ti	0.111	0.127	0.114	0.145	0.115	0.088	0.085	0.104
Al	17.807	18.078	17.932	17.940	17.814	18.043	18.350	17.975
Cr	0.009	0.011	0.016	0.025	0.010	0.004	0.013	0.029
Fe ₃	0.214	0.201	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ₂	2.849	2.698	3.055	2.918	3.120	3.075	3.073	2.998
Mn	0.034	0.073	0.072	0.104	0.080	0.064	0.061	0.055
Mg	0.662	0.557	0.631	0.592	0.660	0.633	0.639	0.663
Ca	0.000	0.005	0.008	0.005	0.000	0.000	0.003	0.003
Na	0.009	0.011	0.025	0.016	0.034	0.008	0.024	0.020
K	0.000	0.002	0.000	0.012	0.000	0.001	0.000	0.009
Sum	29.287	29.248	29.389	29.321	29.411	29.405	29.497	29.383
mst	0.0015	0.0013	0.0012	0.0014	0.0014	0.0012	0.0012	0.0014
fst	0.42	0.43	0.44	0.42	0.43	0.44	0.44	0.42

Tabela 3 - Análise química efetuada sobre as estaurolites da unidade A da amostra P10B, tendo-se obtido valores que classificam a estaurolite como sendo do tipo Fe-staurolites.

Sample	P10B		
SiO ₂	27.39	27.42	27.34
TiO ₂	0.55	0.52	0.48
Al ₂ O ₃	55.33	54.74	54.62
Cr ₂ O ₃	0.08	0.06	0.00
Fe ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00
FeO	11.59	12.40	12.70
MnO	0.27	0.31	0.27
MgO	1.34	1.56	1.59
CaO	0.01	0.04	0.00
Na ₂ O	0.01	0.03	0.05
K ₂ O	0.02	0.00	0.00
Totals	96.59	97.09	97.05
Oxygens	46	46	46
Si	7.613	7.620	7.610
Ti	0.115	0.109	0.101
Al	18.131	17.934	17.924
Cr	0.017	0.013	0.000
Fe ₃	0.000	0.000	0.000
Fe ₂	2.694	2.882	2.956
Mn	0.063	0.074	0.063
Mg	0.556	0.645	0.660
Ca	0.003	0.012	0.000
Na	0.006	0.018	0.026
K	0.008	0.000	0.000
Sum	29.206	29.307	29.340
mst	0.0012	0.0016	0.0015
fst	0.44	0.44	0.42

- Granada

Tabela 4 - Análise química efetuada sobre as granadas da unidade A das amostras P1B e P13B, tendo-se obtido valores que classificam as granadas como sendo do tipo almandina.

Sample	P1B	P1B	P1B	P1B	i	r	c	P13B
SiO ₂	35.61	35.89	36.57	36.22	25.27	24.59	36.42	36.38
TiO ₂	0.02	0.02	0.09	0.00	0.08	0.07	1.56	0.06
Al ₂ O ₃	21.75	21.65	21.62	22.11	23.31	23.83	19.89	21.93
Cr ₂ O ₃	0.04	0.03	0.06	0.00	0.06	0.02	0.02	0.04
Fe ₂ O ₃	2.63	1.76	1.17	2.04	22.94	24.15	15.41	2.01
FeO	30.10	31.14	33.95	33.02	6.93	5.09	5.84	31.96
MnO	5.49	4.35	1.66	2.22	0.21	0.17	0.07	4.97
MgO	2.32	2.44	3.00	2.90	12.93	13.50	8.42	2.25
CaO	2.01	2.11	2.08	2.14	0.00	0.01	0.01	1.71
Na ₂ O	0.05	0.06	0.03	0.03	0.00	0.03	0.01	0.07
K ₂ O	0.00	0.03	0.01	0.00	0.03	0.00	7.85	0.02
Totals	100.02	99.47	100.24	100.69	91.77	91.46	95.51	101.39
Oxygens	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0
Si	2.883	2.914	2.937	2.898	2.119	2.060	2.908	2.908
Ti	0.001	0.001	0.006	0.000	0.005	0.005	0.094	0.004
Al	2.076	2.072	2.047	2.085	2.304	2.353	1.872	2.066
Cr	0.003	0.002	0.004	0.000	0.004	0.001	0.001	0.002
Fe ₃	0.160	0.107	0.070	0.123	1.448	1.522	0.925	0.121
Fe ₂	2.038	2.114	2.280	2.209	0.486	0.357	0.392	2.136
Mn	0.377	0.299	0.113	0.150	0.015	0.012	0.005	0.336
Mg	0.280	0.295	0.359	0.346	1.616	1.685	1.002	0.268
Ca	0.174	0.184	0.179	0.183	0.000	0.001	0.001	0.146
Na	0.007	0.009	0.005	0.004	0.000	0.005	0.001	0.011
K	0.000	0.003	0.001	0.000	0.004	0.000	0.800	0.002
Sum	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Prp	0.00118	0.00137	0.0024	0.0022	0.23	0.26	0.089	0.00101
grs	0.00024	0.00029	0.00028	0.00030				0.00014
alm	0.31	0.34	0.43	0.39	0.0030	0.0012	0.0013	0.36
sps	0.0019	0.00095	0.000051	0.00012				0.0014

Tabela 5 - Análise química efetuada sobre as granadas da unidade A da amostra P13B, tendo-se obtido valores que classificam as granadas como sendo do tipo almandina.

Sample	p13b	p13b
SiO ₂	36.17	36.57
TiO ₂	0.06	0.06
Al ₂ O ₃	21.91	22.03
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00
Fe ₂ O ₃	0.81	0.45
FeO	32.36	32.44
MnO	4.05	4.94
MgO	2.51	2.13
CaO	1.43	1.80
Na ₂ O	0.10	0.04
K ₂ O	0.03	0.02
Totals	99.43	100.47
Oxygens	12.0	12.0
Si	2.933	2.942
Ti	0.004	0.004
Al	2.095	2.090
Cr	0.000	0.000
Fe ₃	0.050	0.027
Fe ₂	2.195	2.183
Mn	0.278	0.337
Mg	0.303	0.255
Ca	0.124	0.155
Na	0.015	0.006
K	0.003	0.002
Sum	8.000	8.000
Prp	0.0014	0.00085
grs	0.000090	0.00017
alm	0.39	0.38
sps	0.00077	0.0014

- **Biotite**

Tabela 6 - Análise química efetuada sobre as biotites da unidade A (P13B, P1B, P11A, P13A) e unidade B (P2A), tendo-se obtido valores que a classificam como sendo do tipo anite.

Sample	P13B	P13B	P1B	P11A	P11A	P13A	P2A
SiO ₂	36.32	36.51	34.66	35.75	35.63	36.44	35.53
TiO ₂	1.22	1.75	1.56	1.66	1.61	1.57	1.56
Al ₂ O ₃	20.39	19.84	20.07	20.00	20.32	20.00	19.37
Cr ₂ O ₃	0.01	0.03	0.00	0.08	0.03	0.02	0.08
Fe ₂ O ₃	0.00	0.57	0.57	0.57	0.57	0.57	0.57
FeO	20.51	20.94	20.21	20.19	20.32	20.10	20.43
MnO	0.07	0.08	0.04	0.03	0.08	0.04	0.07
MgO	8.58	8.70	9.55	8.50	8.80	8.77	8.59
CaO	0.00	0.02	0.04	0.09	0.04	0.01	0.04
Na ₂ O	0.19	0.09	0.03	0.13	0.07	0.17	0.06
K ₂ O	7.67	7.74	8.44	7.36	7.64	7.70	7.72
Totals	94.97	96.26	95.17	94.35	95.11	95.39	94.01
Oxygens	11.0	11.0	11.0	11.0	11.0	11.0	11.0
Si	2.743	2.732	2.640	2.720	2.694	2.740	2.726
Ti	0.069	0.098	0.090	0.095	0.092	0.089	0.090
Al	1.816	1.750	1.802	1.794	1.812	1.773	1.752
Cr	0.001	0.002	0.000	0.005	0.002	0.001	0.005
Fe ₃	0.000	0.033	0.032	0.032	0.032	0.032	0.033
Fe ₂	1.296	1.310	1.287	1.285	1.285	1.264	1.311
Mn	0.005	0.005	0.003	0.002	0.005	0.002	0.005
Mg	0.966	0.970	1.084	0.964	0.992	0.983	0.982
Ca	0.000	0.001	0.004	0.007	0.004	0.001	0.003
Na	0.027	0.013	0.004	0.019	0.010	0.025	0.009
K	0.739	0.739	0.820	0.714	0.737	0.739	0.756
Sum	7.663	7.654	7.766	7.637	7.665	7.650	7.672
Phl	0.040	0.041	0.033	0.040	0.034	0.036	0.037
Ann	0.055	0.059	0.057	0.053	0.053	0.052	0.052
Eas	0.039	0.038	0.036	0.050	0.038	0.041	0.038

- **Mica branca**

Tabela 7 - Análise química efetuada sobre as micas brancas da unidade A (P1B, P10B e P11A) e unidade B (P2A, P2B, P4B) tendo-se obtido valores que a classificam como sendo do tipo moscovite.

Sample	P1B	P1B	P2A	P2B	P4B	P4B	P10B	P11A
SiO ₂	45.24	45.58	45.43	45.73	47.51	47.13	45.13	46.50
TiO ₂	0.38	0.43	0.22	0.38	0.42	0.32	0.35	0.11
Al ₂ O ₃	37.16	37.13	35.15	35.78	34.86	34.47	36.36	37.48
Cr ₂ O ₃	0.02	0.00	0.03	0.00	0.05	0.04	0.07	0.03
Fe ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	0.61	0.67	0.74	0.73	0.91	1.04	0.51	0.45
MnO	0.07	0.00	0.00	0.00	0.03	0.62	0.35	0.00
MgO	0.27	0.42	0.37	0.34	0.49	0.00	0.00	0.30
CaO	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	1.16	1.60	0.00
Na ₂ O	1.43	1.41	0.71	1.69	1.14	8.69	8.43	0.58
K ₂ O	8.93	9.02	9.84	8.09	8.89	8.89	8.89	10.00
Totals	94.11	94.67	92.49	92.77	94.30	102.37	101.69	95.45
Oxygens	11.0	11.0	11.0	11.0	11.0	11.0	11.0	11.0
Si	3.019	3.024	3.094	3.081	3.155	3.006	2.895	3.058
Ti	0.019	0.022	0.011	0.019	0.021	0.016	0.017	0.005
Al	2.923	2.904	2.822	2.842	2.729	2.592	2.750	2.906
Cr	0.001	0.000	0.001	0.000	0.002	0.002	0.003	0.002
Fe ₃	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ₂	0.034	0.037	0.042	0.041	0.050	0.056	0.028	0.025
Mn	0.004	0.000	0.000	0.000	0.002	0.034	0.019	0.000
Mg	0.026	0.042	0.037	0.034	0.048	0.000	0.000	0.029
Ca	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	0.079	0.110	0.000
Na	0.185	0.181	0.094	0.221	0.146	1.075	1.049	0.073
K	0.760	0.764	0.855	0.695	0.753	0.723	0.728	0.839
Sum	6.973	6.975	6.958	6.937	6.908	7.581	7.600	6.939
ms	0.77	0.74	0.78	0.68	0.67	0.12	0.18	0.83
cel			0.012	.0.012	0.022			
fcel			0.014	0.015	0.023			
pg	0.53	0.52	0.421	0.65	0.59			0.25

Tabela 8 - Análise química efetuada sobre as micas brancas da unidade A (P1B, P10B e P11A) e unidade B (P2A, P2B, P4B) tendo-se obtido valores que a classificam como sendo do tipo moscovite.

Sample	P11B	P11B	P11B	P13A	P13B	P13B	P13A
SiO ₂	47.24	46.76	46.96	46.11	46.56	46.75	45.96
TiO ₂	0.17	0.17	0.37	0.29	0.21	0.44	0.17
Al ₂ O ₃	38.19	37.40	37.06	36.25	37.65	36.62	37.25
Cr ₂ O ₃	0.00	0.04	0.04	0.06	0.04	0.05	0.02
Fe ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	0.80	0.54	0.59	0.61	0.67	0.61	0.68
MnO	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.04
MgO	0.21	0.23	0.34	0.44	0.24	0.46	0.27
CaO	0.02	0.01	0.05	0.00	0.01	0.04	0.06
Na ₂ O	2.13	2.24	2.10	1.43	1.88	1.70	2.11
K ₂ O	7.47	7.65	7.78	8.41	8.16	8.29	8.11
Totals	96.23	95.05	95.30	93.59	95.43	94.95	94.66
Oxygens	11.0	11.0	11.0	11.0	11.0	11.0	11.0
Si	3.055	3.065	3.073	3.079	3.048	3.077	3.039
Ti	0.008	0.009	0.018	0.014	0.010	0.022	0.008
Al	2.912	2.890	2.859	2.854	2.906	2.841	2.904
Cr	0.000	0.002	0.002	0.003	0.002	0.003	0.001
Fe ₃	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ₂	0.043	0.030	0.032	0.034	0.037	0.034	0.038
Mn	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.002
Mg	0.020	0.022	0.033	0.043	0.023	0.045	0.026
Ca	0.001	0.001	0.004	0.000	0.001	0.003	0.004
Na	0.267	0.285	0.266	0.185	0.239	0.217	0.271
K	0.616	0.640	0.649	0.716	0.682	0.696	0.684
Sum	6.923	6.943	6.937	6.930	6.948	6.937	6.978
Ms	0.75	0.70	0.68	0.73	0.74	0.69	0.71
Cel			0.012			0.014	0.009
Fcel			0.012			0.010	0.012
Pg	0.55	0.72	0.71	0.53	0.61	0.63	0.74

- **Clorite**

Tabela 9 - Análise química efetuada sobre as clorites da unidade A (P10B) e unidade B (P2B, P4A, P5A) tendo-se obtido valores que a classificam como sendo do tipo “daphnite”.

Sample	P2B	P4A			P5A			P10B
SiO ₂	24.21	25.58	25.20	26.85	24.38	24.05	24.69	23.84
TiO ₂	0.15	0.01	0.10	0.10	0.02	0.19	0.10	0.15
Al ₂ O ₃	23.22	20.23	20.53	26.91	23.11	22.95	22.18	24.12
Cr ₂ O ₃	0.00	0.05	0.02	0.00	0.03	0.04	0.00	0.06
Fe ₂ O ₃	0.00	31.59	31.10	26.69	27.13	26.59	27.01	0.00
FeO	27.26	0.11	0.11	0.15	0.25	0.23	0.30	23.47
MnO	0.08	10.46	9.42	1.74	12.52	12.70	12.95	0.20
MgO	12.53	0.00	0.04	0.31	0.00	0.00	0.02	14.79
CaO	0.03	0.03	0.05	0.33	0.02	0.05	0.02	0.01
Na ₂ O	0.08	0.02	0.05	0.52	0.00	0.04	0.00	0.01
K ₂ O	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.00
Total	87.59	88.10	86.66	83.64	87.49	86.88	87.30	86.64
Oxygénios	14.0	14.0	14.0	14.0	14.0	14.0	14.0	14.0
Si	2.580	2.720	2.709	2.795	2.602	2.588	2.648	2.519
Ti	0.012	0.001	0.008	0.008	0.002	0.015	0.008	0.012
Al	2.917	2.536	2.602	3.302	2.908	2.912	2.804	3.005
Cr	0.000	0.004	0.002	0.000	0.002	0.003	0.000	0.005
Fe ₃	0.000	2.527	2.516	2.090	2.179	2.153	2.180	0.000
Fe ₂	2.429	0.010	0.010	0.013	0.022	0.021	0.027	2.074
Mn	0.007	0.942	0.858	0.153	1.132	1.158	1.176	0.018
Mg	1.990	0.000	0.007	0.048	0.000	0.000	0.004	2.329
Ca	0.003	0.003	0.006	0.037	0.002	0.006	0.003	0.001
Na	0.017	0.004	0.010	0.105	0.000	0.008	0.000	0.002
K	0.004	0.004	0.004	0.004	0.004	0.004	0.004	0.000
Sum	9.960	8.750	8.731	8.556	8.854	8.869	8.854	9.965
Clc	0.0147	0.0062	0.0046		0.0153	0.0159	0.0168	0.031
Dph	0.040	0.082	0.093		0.041	0.036	0.037	0.0183
Ame	0.0202	0.0078	0.0056	0.0000085	0.0196	0.022	0.0211	0.041

Tabela 10 - Análise química efetuada sobre as clorites da unidade A (P11A, P11B, P13A e P13B) tendo-se obtido valores que a classificam como sendo do tipo “daphnite”.

Sample	P11A	P11B		P13A			P13B	
SiO ₂	23.64	24.96	24.55	24.15	24.53	24.43	24.23	24.38
TiO ₂	0.07	0.09	0.17	0.06	0.09	0.07	0.14	0.06
Al ₂ O ₃	24.00	24.32	24.17	24.63	24.00	24.24	23.78	23.88
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.04	0.06	0.06	0.00	0.00
Fe ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	27.40	26.79	26.91	25.82	0.00	26.48	26.69	27.22
MnO	0.09	0.04	0.04	0.03	25.94	0.16	0.11	0.18
MgO	12.78	12.61	12.73	12.97	0.21	13.13	13.19	13.07
CaO	0.00	0.00	0.06	0.09	13.26	0.00	0.01	0.03
Na ₂ O	0.03	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	0.00	0.00	0.04	0.02	0.07	0.02	0.03	0.00
Totals	88.00	88.84	88.67	87.81	88.15	88.60	88.18	88.82
Oxygens	14.0	14.0	14.0	14.0	14.0	14.0	14.0	14.0
Si	2.509	2.602	2.571	2.541	2.678	2.557	2.554	2.557
Ti	0.005	0.007	0.014	0.004	0.007	0.006	0.011	0.004
Al	3.004	2.988	2.984	3.055	3.089	2.991	2.955	2.952
Cr	0.000	0.000	0.000	0.003	0.005	0.005	0.000	0.000
Fe ₃	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ₂	2.433	2.335	2.357	2.272	0.000	2.318	2.353	2.387
Mn	0.008	0.004	0.004	0.002	2.399	0.014	0.010	0.016
Mg	2.022	1.959	1.987	2.034	0.034	2.048	2.072	2.043
Ca	0.000	0.000	0.006	0.010	1.551	0.000	0.001	0.004
Na	0.007	0.003	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
K	0.000	0.000	0.005	0.002	0.009	0.003	0.004	0.000
Sum	9.987	9.899	9.926	9.927	9.772	9.941	9.959	9.963
Clc	0.0150	0.0164	0.0160	0.0187		0.0180	0.0178	0.0166
Dph	0.038	0.040	0.038	0.033		0.034	0.034	0.037
Ame	0.024	0.019	0.021	0.024		0.024	0.025	0.023